# Beiträge zur tertiären und periglazialen Formengestaltung des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes

Eine morphologische Untersuchung zum Problem der Schichtstufenlandschaft

(Auszug)

von
Ingrid Dörrer
aus Feucht/Mfr.

1966

1970 Nr 459

# BEITRÄGE ZUR TERTIÄREN UND PERIGLAZIALEN FORMENGESTALTUNG DES STEIGERWALDES, INSBESONDERE DES SCHWANBERG-FRIEDRICHSBERG-GEBIETES

- Eine morphologische Untersuchung zum Problem der Schichtstufenlandschaft -

## III. Kapitel

## Das Problem der Dellen im Schwanberg-Friedrichsberg-Gebiet

(Auszug)

Der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Alexander-Universität
Erlangen-Nürnberg

zur

Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von

Ingrid Dörrer
aus Feucht/Mfr.

Als Dissertation genehmigt
von der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Erlangen-Nürnberg

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juli 1966

Dekan: Universitätsprofessor Dr. Klaus Brodersen

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. Gudrun Höhl

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. Franz Tichy

# V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit, die sich mit dem Problem der Dellen im Schwanberg-Friedrichsberg-Gebiet befaßt, ist ein Ausschnitt der umfassenderen Abhandlung über die tertiäre und periglaziale Formengestaltung des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes.

Die Anregung zu dieser Untersuchung verdanke ich Frau Universitätsprofessor Dr. Gudrun H ö h l. Ihr sei an dieser Stelle für die Einführung in die geographische Geländearbeit durch gemeinsame Exkursionen in das Arbeitsgebiet, für die wertvollen Anregungen und Ratschläge in Aussprachen über immer wieder neu auftauchende Probleme, sowie für das stete Interesse am Fortgang der Arbeit aufrichtig gedankt.

Dank gebührt auch Herrn Universitätsprofessor Dr. Dr.h.c.Dr.h.c. J.P. B a k k e r, Amsterdam, der mir in überaus großzügiger Weise das Physisch-Geographische Laboratorium der Universität Amsterdam für die in erheblichem Umfang erforderliche Untersuchung der Bodenproben zur Verfügung stellte und der darüber hinaus stets bereit war, in Diskussionen offene Fragen zu klären und wertvolle Hinweise zu geben.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41535727_0034

# I N H A L T S V E R Z E I C H N I S


| | Seite |
|---|---|
| I. Problemstellung | 1 |
| II. Die Plateaudellen am Beispiel der Birklinger Delle | 3 |
| 1. Der Aussagewert der Analysenergebnisse | 5 |
| 2. Die Typen der Sedimente im allgemeinen | 8 |
| 3. Die Typen der Sedimente in der Birklinger Delle | 10 |
| 4. Verteilung der Sedimente in der Birklinger Delle | 18 |
| III. Die Hangdellen | 23 |
| IV. Zusammenfassung | 32 |
| Literatur- und Kartenverzeichnis | 34 |

# I. PROBLEMSTELLUNG

Die vorliegende Arbeit ist ein Teil einer umfassenderen Abhandlung über die tertiäre und periglaziale Formengestaltung des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes, die sich mit den Problemen der Keuperschichtstufe im fränkischen Raum befaßt. Sie analysiert sowohl die Großformen, wie Landstufe und Landterrasse, als auch die für eine Schichtstufenlandschaft so charakteristische Kleinform der Delle. Die Dellen, die mit der Frage nach Entstehung und Weiterbildung einer Schichtstufenlandschaft untrennbar verbunden sind, sollen Gegenstand der vorliegenden Untersuchung sein.

Der Begriff "Delle" für "flache, langgestreckte, oft verzweigte Hohlformen von gleichsinnigem Gefälle, deren Wände in sanfter Rundung ineinander übergehen und die keinen dauernd fließenden Bach aufweisen"[1], wurde von SCHMITTHENNER (1925) in die Literatur eingeführt und damit die beiden Formen Delle und Tal deutlich unterschieden. Unter Delle versteht man eine Hohlform von muldenförmigem Querschnitt, die, da sie keinen perennierenden Abfluß besitzt, keine fluviatilen Formen, wie Windungen, Gleit- und Prallhänge, aufweist. Hierdurch unterscheidet sich die Delle auch von heutigen Trockentälchen. Geht eine Delle in ein Tal über, so ist sie von diesem durch ein Übergangsgebiet, die sog. Ursprungsschlucht, getrennt. Diese Ursprungsschlucht kann sehr unterschiedlich gestaltet sein. Meist ist sie durch einen auffallenden Knick im Längsprofil oder durch einen relativ starken Einriß gekennzeichnet. Manchmal gehen Delle und Tal aber auch kontinuierlich ineinander über.

SCHMITTHENNER beschrieb die Dellen nur für das Schichtstufenland. Entsprechend ihrer Lage auf der Landterrasse oder an den Hängen unterschied er Flachdellen und Hangdellen. Heute ist in der Literatur häufig auch die Bezeichnung Plateaudelle für Flachdelle (z.B. bei JUNGERIUS) und manchmal auch Steildelle für Hangdelle zu finden. Die Dellen sind meist die äußersten Verzweigungen des Gewässernetzes. Aus diesem Grund wurde der Begriff bald für Talanfänge aller Art gebraucht (z.B. BÜDEL, KELLERSOHN), gleichgültig ob im Schichtstufenland, im Grundgebirge, im Tertiärhügelland oder auf Quartärterrassen. Der synonyme Gebrauch der Begriffe

1) SCHMITTHENNER 1925, S. 4

Delle - Talanfang - Ursprungsmulde - Quellmulde und sogar Trockental ist seither üblich.

Bei den Dellen bzw. muldenförmigen Talanfängen gibt es verschiedene Formen, je nach Steilheit des Hanges, nach Art der Verzweigung, nach Ausbildung der Ursprungsschlucht. Verschiedentlich wurde daher versucht, eine Klassifikation der Dellen nach Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit im Untergrund, der Steilheit des Hanges und dem Grad der Verzweigung durchzuführen (vgl. KELLERSOHN 1949, AHNERT 1952). Für den Steigerwald soll aber in dieser Arbeit keine morphographische Gliederung der Dellen angestrebt werden. Wichtiger erscheint die Frage nach der morphogenetischen Wirksamkeit bei der Ausgestaltung der Schichtstufenlandschaft.

SALOMON (1924) z.B. sieht in den Ursprungstalungen und auch in den Trockentälern meist tote Formen[1], deren Ausgestaltung in niederschlagsreichere Perioden der Vorzeit fällt und die bei Verringerung der Niederschläge durch Zufüllung, besonders durch eiszeitliche Solifluktion, verändert wurden. HEIM (1791)[2] betrachtet die Dellen als Reste uralter Täler aus früheren Perioden der Talbildung und PASSARGE (1914) spricht von Vorzeitformen, die durch die periglaziale Solifluktion entstanden seien.

Fast antithetisch stehen dazu die Meinungen von SCHMITTHENNER und GÖTZINGER. SCHMITTHENNER hält die Bildung der Dellen in allen klimatischen Perioden grundsätzlich für möglich. Trotzdem sieht er mit GÖTZINGER die Intensität der rezenten Abtragungsvorgänge[3] für ausreichend an, solche Hohlformen zu bilden oder mindestens so stark weiterzubilden, daß man nicht mehr von einer Überformung sprechen kann. Dennoch erwähnt SCHMITTHENNER (1925, S. 11), daß in unserem Klima wahrscheinlich nur in den stark geneigten Hangdellen eine Bewegung vorhanden sei, die den Schutt in Richtung der Dellenachse bergab trägt, während es in den Flachdellen zur Aufstauung der langsam abkriechenden Bodenmassen käme, wenn nicht Gelegenheitsbäche und abrinnendes Wasser von der Oberfläche aus dem entgegenwirkten und dadurch das Auffüllen der Dellen verhinderten.

---

1) SALOMON, S. 26: "Für mich sind es meist nicht Gebilde, die den gegenwärtigen geologischen Agenzien ihre Entstehung verdanken, sondern tote Täler, deren Formen allerdings durch Kriechen, kleine Bergschlipfe, Muren und ähnliche Vorgänge verändert sind."

2) Zitiert nach SCHMITTHENNER 1925, S.4.

3) Nach GÖTZINGER bes. das Gekriech, nach SCHMITTHENNER ein Zusammenwirken der Arbeit des abrinnenden Wassers, des Kriechens, des Abwärtsrückens und der Abspülung des Schuttes.

Durch die Untersuchungen BÜDELs (bes. 1944) wurde die Diskussion um die Dellen und ihre Entstehungszeit weitgehend dahin entschieden, daß Dellen vorwiegend periglaziale Formen sind, die sich durch seitliche Korrosion und Solifluktionsbewegungen selbst geschaffen haben und die sich seit dem Ende des Quartärs in Ruhe befinden. Gleicher Meinung ist KELLERSOHN (1949), der zwar gelegentlich rezente Abtragungsvorgänge in den Dellen feststellte, die aber niemals ein solches Ausmaß annähmen, um von einer rezenten Weiterbildung sprechen zu können. Da die von BÜDEL (1944) beschriebenen Dellen und muldenförmigen Tälchen meist relativ klein sind, ist aber noch kein Beweis dafür erbracht, ob nicht ausgesprochen große Dellen möglicherweise jungtertiäres Alter haben könnten und im Quartär nur einer Umbildung durch Solifluktion unterlagen. JUNGERIUS (1958) wies im Gebiet von Südluxemburg nach, daß durchaus nicht alle Dellen seit dem Ende des Quartärs in völliger Ruhe sind. Er fand Hangdellen, die nur von holozänem Sedimentmaterial angefüllt sind, in denen also im Holozän noch Abtragung herrschte, und flache Plateaudellen, die über quartären Sedimenten noch holozäne aufweisen, die demnach noch einer Auffüllung unterliegen.

Um über die Entstehung der Dellen, die in ihnen wirkenden Abtragungs- und Auffüllungsbedingungen und die Bedeutung der Dellen für die Morphogenese der Schichtstufenlandschaft des Steigerwaldes Auskunft zu bekommen, wurden mehrere Dellen, Plateau- und Hangdellen, im Schwanberg-Friedrichsberg-Gebiet genau untersucht.

## II. DIE PLATEAUDELLEN AM BEISPIEL DER BIRKLINGER DELLE

Am Beispiel der Birklinger Delle, die westlich von Birklingen unmittelbar hinter dem Stufenrand liegt, sollen Bildungs- und Sedimentationsbedingungen einer großen, flachen Plateaudelle untersucht werden. Sie ist in den Paß von Birklingen eingemuldet, und zwar so, daß im Süden noch ein Rest des ehemaligen tertiären Talbodens als "Terrasse" zur Delle erhalten ist, während sie nach Norden unmittelbar zum Schwanberg ansteigt. Mit dieser Lage in einem tertiären Tal, das durch Köpfung am Stufenrand zu einem Paß wurde, ist die Besonderheit dieser Delle angezeigt, die im Flurstück Poppenhof in den Quellbereich eines Bibartbaches übergeht. Das schwache Gefälle ist für eine Untersuchung der Sedimente einer Delle von besonderem Wert, da man annehmen darf, daß

die Ablagerungen noch relativ gut erhalten sind. Außerdem bietet die Birklinger Delle den großen Vorteil, daß sie die Verbindung zwischen einem tertiären Pediment[1] und der pleistozänen Form herstellt. Daraus ergibt sich auch ein höchstens altquartäres Alter der Delle.

Zur Untersuchung der Ablagerungen wurde ein relativ dichtes Netz von etwa 100 Bohrungen bis zu 1 m Tiefe über die Delle gelegt (siehe Karte 1), und zwar jeweils im Abstand von 100 m ein Querprofil con ca. 5 bis 6 Bohrungen im Abstand von durchschnittlich 10 bis 15 m von Dellenhang zu Dellenhang. War Bohren nicht möglich, wurden Profillöcher gegraben. Bei der Geländearbeit wurden genaue Profilbeschreibungen angefertigt, um später einen Vergleich zu den Analysenergebnissen zu haben. Proben wurden im allgemeinen in 30, 50, 80 und 100 cm Tiefe entnommen, mindestens aber jedesmal, wenn eine Änderung des Materials zu erkennen war. Allein von diesen mehr als 250 Proben wurden rund 75 im Physisch-Geographischen Laboratorium in Amsterdam auf Korngrößenzusammensetzung, Ton- und Schwermineralgehalt und Kalkgehalt untersucht, sowie der T- und $P_H$-Wert bestimmt. Der T-Wert ist die Ionenaustauschkapazität des Bodens, der vor allem durch die Tonmineralien verursacht wird. Je höher der T-Wert ist, umso größer ist die Beweglichkeit des Bondens[2]. Durch diese Untersuchungen sollte ein möglichst genaues Bild der in der Delle vorhandenen Ablagerungen gewonnen werden. Anhand der Eigenschaften und der Verteilung der Sedimente werden außerdem Aussagen über den Sedimentationsmechanismus in den Dellen gemacht werden können, um zu sehen, ob und wieweit die Dellen tatsächlich wirksame Faktoren für die Weiterbildung der Schichtstufenlandschaft seien.
Diesen Ausführungen sollen jedoch zunächst einige allgemeine Bemerkungen über den Aussagewert der Analysenergebnisse und die Typisierung von Sedimenten im allgemeinen vorangestellt werden.

---

1) Im Paß von Birklingen ist bei der Kapelle ein graubrauner schwerer Plateaulehm zu finden, der in der tonmineralogischen Zusammensetzung 5 bis 10 % Kaolinit aufweist. Aufgrund dieser Tatsache konnte die Verebnung im Birklinger Paß in rd. 360 m Höhe als spätoberpliozänes Pediment bestimmt werden.

2) Vgl. u.a. SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1960): Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, 1. Teil Bodenkunde: G. MÜLLER (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung.

## 1. Der Aussagewert der Analysenergebnisse

### a) Das Korngrößendiagramm

Das Ergebnis einer Korngrößenuntersuchung zeigt den Prozentanteil des untersuchten Verwitterungsmaterials in den verschiedenen Fraktionen. Nach Abtrennung des Grobmaterials (größer als 2 mm) werden bei einer Analyse 16 Fraktionen zwischen 2 mm und 2 µ abgetrennt. Diese Fraktionen charakterisieren zwischen 105 und 420 µ fein- bis mittelkornigen Sand, zwischen 8 und 50 µ Löß und unter 2 µ Ton. Die Sedimente typisiert man im allgemeinen nach ihrem Gehalt an Ton, d.h. nach dem Anteil an der Fraktion kleiner als 2 µ:

| | |
|---|---|
| mehr als 60 % kleiner 2 µ | sehr schwerer Ton |
| 40 -60 % " " | mittelschwerer Ton |
| 20 -40 % " " | sandiger Ton |
| 10 -20 % " " | toniger Sand |
| weniger als 10 % " " | Sand |

Die Sande werden nach BAKKER und MÜLLER (1957, S. 365) eingeteilt in

| | | |
|---|---|---|
| Feinsand | 50 - 200 µ | Aquivalentdurchmesser |
| mittelkörnigen Sand | 200 - 500 µ | " |
| Grobsand | 500 - 1000 µ | " |
| sehr groben Sand | 1000 - 2000 µ | " |

Äolische Sande sind meist sehr gut sortiert, soweit nicht bodenbildende Prozesse einen Ausgleich mit anderen Schichten bewirkt haben. Mit Hilfe eines Korngrößendiagramms lassen sich nach der Art des Sortierungsgrades verschiedene Sedimenttypen, wie Alluvium, Kolluvium und äolisches Material, bestimmen.

### b) Tonmineralien

Die Tonmineralanalyse wird von der Fraktion kleiner 1 µ durchgeführt und das Spektrum besonders auf folgende Tonmineralgruppen untersucht[1]:

Kaolinitgruppe

Kaolinit ist das Endprodukt der tonigen Verwitterung, die nur unter besonders intensiven Verwitterungsvorgängen im feuchttropischen bis sommerfeuchten subtropischen Klima vor sich geht. Demnach sind kaolinithaltige Verwitterungsprodukte im mitteleuropäischen Raum fast ausschließlich Reste einer fossilen Verwitterungsdecke aus dem Tertiär. Der Prozentsatz des Kaolinitgehaltes ergibt in

---

1) Vgl. u.a. SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1960): Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, 1. Teil Bodenkunde; G. MÜLLER(1964): Methoden der Sedimentuntersuchung.

Vergleich mit dem Muttergestein einen Hinweis auf die genaue Entstehungszeit im Tertiär.

Illitgruppe (Muskovitgruppe)

Unter gemäßigten und kühlen Klimaverhältnissen geht die Verwitterung im tonigen Material meist nur bis zur Bildung von Illit. Illitdominanz ist daher für alle tonigen Böden Mitteleuropas aus dem Pleistozän und Holozän bezeichnend. Aber auch das ausgehende Tertiät (Oberpliozän) ist durch einen hohen Illitanteil in den Verwitterungsböden gekennzeichnet.

Montmorillonit

Montmorillonit ist ein sehr quellfähiges Tonmineral, das besonders in Steppen, aber auch im Löß der kontinentalen Tundrengebiete der Quartärzeit vorherrschen kann. Es kommt in den Verwitterungsprodukten des Untersuchungsgebietes nur in äußerst geringen Mengen vor und ist daher nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

14-16 Å - Mineralien (Chlorite und Corrensite)

Besonders Corrensite, aber auch Chlorite, sind sehr quellfähige Mineralien, die bereits in geringen Mengen dem Boden eine große Beweglichkeit verleihen, da sie selbst gleiten und gleichzeitig als Gleitflächen für darüberliegende durchlässige Schichten dienen können. Sie treten in den Keuperletten des Steigerwaldes häufig auf, besonders in den Estherien- und Myophorienschichten, weniger in den Lehrbergtonen. Sie sind die wirksamen Faktoren bei Hangabtragungsprozessen, wie Quellerosion und Abgleiten.

An dieser Stelle sei ein kurzer Hinweis auf die Tonmineralzusammensetzung der Sedimente in der Birklinger Delle gegeben. Die Tonmineraluntersuchung der Dellenproben zeigte in allen Fällen eine absolute Illitdominanz. Da keine Probe auch nur Spuren von Kaolinit enthält, ist erwiesen, daß zumindest die obersten Schichten der Dellensedimente keine Reste eines tertiären Verwitterungsmaterials mehr enthalten. Wie weit in dem tiefer liegenden, stark verfestigten Kolluvium noch solche Rest vorhanden sind, konnte nicht festgestellt werden, da Bohrungen wegen der Härte des Materials kaum durchzuführen waren. Möglicherweise enthält dieses verfestigte Kolluvium noch spurenweise kaolinitisches Verwitterungsmaterial, das in den Kaltzeiten durch Solifluktion von der Hochfläche in die

Täler verfrachtet wurde. Durch die Beweglichkeit des Keupermaterials kann aber auch bereits zu Beginn der Kaltzeiten der tertiäre Verwitterungsboden restlos abgetragen gewesen sein. Als Hinweis auf die große Beweglichkeit des Sedimentmaterials in der Birklinger Delle kann u.a. der zum Teil sehr hohe T-Wert der Proben dienen. Es seien hier nur einige Beispiele angeführt:

D 30-46: 50 D 60-81: 52 D 59-79: 55 D 59-78: 56
D 28-41: 51 D 26-38: 54 D 64-87: 55

Durch das Fehlen jeder Spur von älterem Verwitterungsmaterial in den Dellenablagerungen und die hervorstechende Illitdominanz muß für die oberste Sedimentschicht der Birklinger Delle ein relativ junges, wahrscheinlich würmeiszeitliches Alter angenommen werden.

c) Schwermineralien

Die Schwermineralien, für die Fraktionen 50 - 500 µ untersucht, bilden ein wichtiges Hilfsmittel bei der Unterscheidung verschiedener Sedimenttypen nach Ablagerungszeit und Herkunft des Materials. Zwei Gruppen von Schwermineralien sind, neben denen aus dem Muttergestein[1], hierfür wichtig:

1. Die Gruppe der allochthonen äolischen Schwermineralien (Lößmineralien)

Zu dieser Gruppe gehören vor allem die Mineralien der Epidotgruppe, Pistazit, Staurolith, soweit er nicht aus dem Muttermaterial stammt, und Grüne Hornblende. Sind diese Mineralien vorhanden und zeigt auch das Korngrößendiagramm einen Gipfel in der Decksand- oder Lößfraktion, kann man äolisches Material bzw. äolischen Einfluß feststellen.

2. Die Gruppe der vulkanischen Schwermineralien

Hierzu gehören Augite, sobald sie in größerer Zahl vorkommen, Basaltische Hornblende (Basaltin) und Titanit. Diese Schwermineralgesellschaft stammt nach STRAKA (1952) und van ANDEL (1950) aus den vulkanischen Ausbrüchen des Eifelgebietes im Alleröd (siehe auch KREMER 1954, HERMANS 1955, JUNGERIUS 1958, LEVELT 1965). Bei diesen Ausbrüchen wurde vulkanisches Sand- und Aschenmaterial in kleinen Mengen über weite Gebiete verbreitet. Ob auch das vulkanische Material, das man in Franken findet (vgl. HÖHL 1958), aus der Eifel und damit aus der gleichen Zeit stammt, ist

1) Nach SCHNITZER (1956) zeigen die Keupergesteine im allgemeinen eine verarmte Zirkon-Rutil-Granat-Gesellschaft, wie sie für ältere mesozoische Sedimentgesteine typisch ist.

noch ungewiß. Es sprechen aber trotzdem viele Gründe, vor allem sedimentologischer Art dafür, da die Sedimente mit vulkanischem Material im Untersuchungsgebiet häufig über jungem Löß, grobem Alluvium und Kolluvium liegen. Unter Vorbehalt kann daher angenommen werden, daß auch das vulkanische Material im Steigerwald aus dem Alleröd stammt. Ist dies der Fall, so können mit Hilfe der vulakanischen Schwermineralien Präalleröd- und Postalleröd-Sedimente getrennt werden (vgl. u.a. JUNGERIUS 1958).

## 2. Die Typen der Sedimente im allgemeinen

Nach dieser Übersicht soll noch einmal auf die Auswertung des Korngrößendiagrammes eingegangen werden. Wie schon erwähnt, läßt das Korngrößenbild je nach Art und Richtung des Sortierungsgrades eine Einteilung in alluviale, kolluviale und äolische Sedimente zu. Es seien zunächst die im allgemeinen übliche Einteilung von Sedimenten und ihr Aussagewert betrachtet.

### a) Kolluvium

#### 1. Das Kolluvium aus den Tundrenzeiten des Pleistozäns

Dieses Kolluvium zeigt ein sehr schlecht sortiertes Korngrößendiagramm, d.h. ein Diagramm, das in allen Fraktionen erheblichen Anteil hat, aber in keiner einen auffallenden Gipfel besitzt. Grobschutt ist an der Zusammensetzung wesentlich beteiligt. Der Tongehalt ist niemals höher als 30 bis 40 %, oft aber sehr viel geringer. Gerade der geringe Anteil an der Fraktion kleiner 2 µ in einem schlecht sortierten Material ist ein Hinweis auf periglaziales Kolluvium, da in den pleistozänen Tundrenzeiten bei der Abführung des Materials von den Hängen in mehr oder minder gefrorenem Zustand auch das Kolluvium tonreicher Muttergesteine viel Ton verloren haben kann. Dieser Ton wurde dann vorwiegend in der Talsohle abgelagert.

#### 2. Das Kolluvium aus der Postalleröd zeit

Postalleröd-Kolluvium ist im allgemeinen feiner, aber auch bei ihm ist der schlechte Sortierungsgrad des Korngrößendiagramms ein wichtiges Kennzeichen. Wesentlich ist, daß in Perioden mit einer verhältnismäßig dichten Bodenvegetation, wie z.B. in der atlantischen Wärmezeit, wenig oder kein Grobschutt zu Tale gebracht wurde und das Kolluvium somit meist aus Material der feineren Fraktionen besteht. Daher ist oft die Trennung von feinem Postalleröd-Kolluvium und periglazialem, leicht sandigem Alluvium allein durch das

Korngrößenbild schwierig. Die zusätzliche Untersuchung der Schwermineralien ermöglicht dies aber. Das ist ein Beweis, daß häufig nur durch die Untersuchung mehrerer Faktoren ein exaktes Bild gewonnen werden kann. Präatlantisches Kolluvium stammt entweder aus der jüngeren Dryaszeit oder aus dem Präboreal und Boreal, postatlantisches Kolluvium aus dem Subboreal.

b) Alluvium

Alluvium ist im allgemeinen durch einen wesentlich höheren Tongehalt charakterisiert. In der Fraktion kleiner als 2 $\mu$ müssen mindestens 40 - 50 % des Materialanteils liegen. Doch gibt es auch in der Ausbildung des Alluviums Unterschiede, die einmal durch das Muttergestein, zum anderen durch die Klima- und Vegetationsverhältnisse in der Bildungsperiode bestimmt werden.

1. Feuchttundrenklimatisches Alluvium

Es ist meist grobkörniger, der Tongehalt bleibt aber hoch und ähnelt sehr häufig dem Postalleröd-Kolluvium. Jedoch ist das Material einheitlicher. Außerdem fehlen die vulkanischen Schwermineralien.

2. Postalleröd-Alluvium

Dieses Alluvium ist wieder sehr fein und weist meist einen erheblichen Tongehalt, oft bis über 70 %, auf. In den restlichen Fraktionen ist jeweils nur ein verschwindend kleiner Anteil vorhanden. Der hohe Tongehalt erklärt sich daraus, daß in diesen Perioden unter der Vegetationsdecke nur Feinmaterial in die Flußaue gebracht werden konnte. Wie durch bestimmte Einlagerungen[1] festzustellen ist, handelt es sich im allgemeinen um Lehme des Atlantikums, seltener um jüngere Lehme. Häufig neigen die Lehme des Atlantikums, kurz atlantische Lehme genannt, zur Bildung anmooriger Böden oder zur Vermoorung. Auch in der untersuchten Plateaudelle konnten in der Nähe der Quelle anmoorige Böden bis zu 1m Tiefe erbohrt werden.

---

1) Da im allgemeinen die Entwaldung während des Neolithikums, d.h. besonders in der 2. Hälfte des Atlantikums, beginnt, ist an verschiedenen Stellen möglich, daß in den feinen Postalleröd-Sedimenten neolithische oder postneolitische Ablagerungen eingeschaltet sind, was sich gelegentlich durch das Vorhandensein von Holzkohle zu erkennen gibt. Dadurch war es möglich, die atlantischen Lehme zu typisieren (freundl. mündl. Mitt. Prof. BAKKER).

c) Äolische Sedimente

Äolischer Einfluß kennzeichnet sich besonders durch zwei Faktoren:

1. Durch ein Hervortreten der Löß- und (bzw. oder) der Decksand fraktionen im Korngrößendiagramm. Es können aber auch alle Übergänge von einem Löß (8-50 µ) bis zu reinem Sand (über 150 µ), also sandiger Löß, Sandlöß usw. vorkommen. Da im Gebiet des Steigerwaldes (z.B. im Paß von Geiselwind) und seines Vorlandes (z.B. bei Untersambach) äolische Sande bis zu einer Korngröße von 420 bis 600 µ zu finden sind, können auch diese Fraktionen beim äolischen Einfluß noch eine größere Bedeutung gewinnen. Besteht das Muttermaterial z.T. aus Sandsteinen, muß sorgfältig geprüft werden, ob die sandigen Verwitterungsprodukte direkt als Kolluvium oder indirekt auf äolischem Wege in das Sediment gelangt sind.

2. Diese Unterscheidung kann mit Hilfe der Schwermineralien erfolgen. Bei der Analyse der Schwermineralien zeigt sich äolischer Einfluß durch das Auftreten der allochthonen äolischen Schwermineralien, z.B. Epidot, Hornblende, Pistazit und in manchen Fällen auch Staurolith und Augit aus älteren Zeiten (vgl. auch KREMER 1954).
Die Untersuchungen von JUNGERIUS (1958) und LEVELT (1965) zeigten, daß der jüngste, wahrscheinlich würmeiszeitliche oder spätwürmeiszeitliche Lößeinfluß in den Bodenprofilen nicht tiefer als bis zu 60 cm geht. Das trifft auch weitgehend für den Steigerwald zu. Unterschiede können aber vorhanden sein, z.B. durch nachträgliche Abtragung der Sedimente, besonders in den Entwaldungsperioden, wobei es manchmal auch zu einer stärkeren Vermischung verschiedenartiger und auch verschiedenaltiger Ablagerungen kam. Man kann außerdem an eine weniger starke lokale Sedimentation denken.

3. Die Typen der Sedimente in der Birklinger Delle

Die Einteilung der Sedimente in der großen Plateaudelle westlich von Birklingen ergab bei einem Vergleich der Analysenwerte mit den während der Geländearbeit angefertigten Profilbeschreibungen, daß eine Typisierung der kolluvialen und alluvialen Ablagerungen allein nach dem Korngrößendiagramm für das Gebiet des Steigerwaldes nicht ohne weiteres möglich ist. Danach würden alle grobkörnigen Sedimente aus den pleistozänen Tundrenzeiten stammen, alle feinkörnigen Ablagerungen in der Postallerödzeit gebildet worden sein. Dies trifft aber nicht zu. Es gibt verschiedene Gründe dafür. In den

relativ schmalen Tälern des Steigerwaldes kann auch das Alluvium noch einen ziemlich starken kolluvialen Einschlag haben, da sich Kolluvialzungen bis zur Talsohle vorschieben konnten. Besonders in den engen, steileren Dellen ist häufig zu beobachten, wie zwei sich in der Talsohle treffende Kolluvialzungen eine Art "Brücke" über das Tal bilden. Ein weit wichtigerer Grund aber ist die Beschaffenheit des Muttermaterials, der Wechsel von Sandsteinen und Letten. Daraus folgt, daß in Dellen und Tälchen, die im Sandstein liegen, auch die an sich feinen alluvialen Ablagerungen der Postallerödzeit einen leicht sandigen Einschlag haben können. Dies gilt vor allem für die Quellgebiete in den großen Dellen, wie in der Birklinger Delle; zum anderen, und das ist noch entscheidender, findet sich häufig sehr tonreiches Kolluvium mit einem Tongehalt von mehr als 50 %. Nach dem Korngrößendiagramm als gröberes Alluvium anzusprechen, ermöglicht erst der Vergleich mit der Profilbeschreibung die Kennzeichnung als Kolluvium, das den grobkörnigen Ablagerungen angehört. Die Proben enthalten nämlich mehr oder weniger große Bröckchen aus den darüberliegenden Keuperletten. Diese wurden, wie auch das sandige Kolluvium, im halbverwitterten Zustand aus den darüber befindlichen Keuperletten und mergeligen Zwischenlagern der Sandsteinschichten im gefrorenen Zustand die Hänge herabtransportiert. Sie sind in den Proben noch heute zu erkennen. Diese Lettenbröckchen werden aber bei der Vorbehandlung der Proben im Mörser zerrieben und die Tone aus diesen Bröckchen beim Peptisieren frei. Daraus ergibt sich der sehr hohe Tongehalt, der umso höher ist, je weniger Sandsteinbröckchen sich in dem Material befinden. Der neben der Fraktion $< 2\ \mu$ für die Keuperletten charakteristische, nicht unbeträchtliche Anteil an den Fraktionen zwischen 2 und8 $\mu$ ist bei tonreichen Sedimenten manchmal ein Hinweis auf Kolluvium.

Eine Einteilung der Sedimente der Birklinger Delle unter diesen Gesichtspunkten ergibt folgende Typen:

### a) Kolluvium

Das Kolluvium das durch den schlechten Sortierungsgrad im Diagramm oder bereits durch das Grobmaterial im Profil zu erkennen ist[1], zeigt sich im Untersuchungsgebiet in folgenden zwei Ausbildungen:

---

1) Kolluviales Material ist im Keupergebiet schon rein optisch leicht zu erkennen, da es sich durch seine Dunkelfärbung auszeichnet. Grund dafür ist die unterschiedliche Färbung der Keuperletten, das Vorhandensein von Steinmergelbrocken und Sandsteinbruchstücken. Dies alles zus.findet sich im Kolluvium und ergibt daher bereits farblich ein typisches Bild.

1. Normales, sandiges Kolluvium mit einem Tongehalt von 20 bis höchstens 40 %. Auch dieser Tongehalt ist schon relativ hoch. Doch soll dieses Kolluvium weiterhin im Unterschied zu dem sehr tonreichen als tonarm bezeichnet werden. Der grobe Charakter ist vorwiegend durch Sandsteinbröckchen, verwittertes Sandmaterial und Steinmergelbröckchen bedingt; Lettenbröckchen treten in der Zahl zurück. Grobmaterial von mehr als 2 mm Durchmesser ist oft in beträchtlicher Menge vorhanden. Dies tritt im Diagramm jedoch nicht in Erscheinung.
Fig. 1 veranschaulicht die Diagramme und Histogramme einiger tonarmer Kolluviumproben. Das Material verteilt sich fast gleichmäßig auf alle Fraktionen, ein deutliches Maximum fehtl (außer Fraktion <2 µ). Ab und zu findet sich ein Gipfel in der Sandfraktion (D 14-21, D 76-111), was auf kolluvial verfrachtetes Sandstein-Muttergestein hinweist.

2. Tonreiches Kolluvium mit 40 - 55 % Tongehalt (nach Korngrößendiagramm).Es ist ebenfalls ein grobkörniges Kolluvium, das nur durch die Methoden der Analyse zu einem hohen Tongehalt kommt. Auch dieser Sedimenttyp enthält Grobschutt aus halbverwitterten Sandsteinbröckchen und einer großen Zahl von Lettenbröckchen. Bei diesen Proben kann nur im Vergleich mit der Profilbeschreibung sicher der kolluviale Charakter bestimmt werden. Dies ist ein Beweis, wie wichtig bei der Geländearbeit eine genaue Aufzeichnung aller Beobachtungspunkte ist und daß Analysenwerte allein unter Umständen zu Fehlschlüssen führen können. Fig. 2 zeigt Korngrößendiagramme und Histogramme einiger solcher Proben, die außer dem hohen Tongehalt den schlechten Sortierungsgrad erkennen lassen.

Diese beiden, nach dem Korngrößendiagramm unterschiedlichen Kolluvialarten bilden im Grunde einen Typ, nämlich den des sog. gröberen, schlecht sortierten Kolluviums der periglazialen Tundrenzeiten. Es hängt von Zufälligkeiten ab, ob man aus einem Profil eine Probe mit mehr Letten- oder mehr Sandsteinstückchen entnimmt. Beide Gruppen werden daher auch in der Karte der Sedimenttypen (Karte 2) zum Typ des periglazialen Kolluviums zusammengenommen. Da dieses Kolluvium zum Teil von atlantischem Lehm überlagert wird und Sedimente mit äolischem Einfluß bis in dieses Kolluvium hineinreichen, ist ein würmeiszeitliches bis frühholozänes Alter als sicher anzunehmen. An den etwas steileren Hängen tritt das Kolluvium zum Teil als periglazialer Wanderschutt auf.

Unter diesem würmeiszeitlichen Kolluvium stößt man in unterschiedlicher Tiefe (zwischen 60 und 100 cm) auf eine Schicht eines sehr stark verfestigten Kolluviums, das ebenfalls Bestandteil aus allen höher gelegenen Keuperschichten aufweist, in seinem Gesamtfarbcharakter jedoch deutlich von den darüberliegenden würmeistzeitlichen Ablagerungen zu unterscheiden ist. Es ist von rötlich dunkelbrauner Farbe und zeichnet sich, wenigstens in den oberen Schichten durch einen höheren Eisengehalt aus, der wahrscheinlich die Verfestigung bewirkt. Diese Schicht findet sich auch noch unter der rezenten Talsohle in rund 60 cm Tiefe. Da es sich besonders durch den Eisengehalt bewirkten Verfestigungsgrad von dem darüberliegenden Kolluvium unterscheidet, könnte es sich hierbei um den Rest einer interglazialen oder interstadialen Bodenbildung handeln, von der der B-Horizont noch vorhanden ist, während der A-Horizont des ehemaligen Podsols abgetragen ist. Die Bodenbildung könnte demnach in das Riß/Würm-Interglazial gestellt werden; für das Kolluvium, auf dem sie stattgefunden hat, käme demnach möglicherweise ein rißeiszeitliches Alter in Betracht.

Daneben gibt es auch noch ein feinkörniges, tonreiches Postalleröd-Kolluvium, das sich im Korngrößendiagramm kaum von dem tonreichen Kolluvium unterscheidet und nur aufgrund des Schwermineralgehaltes einzuordnen ist. Daher soll auf eine eigene Abbildung verzichtet werden. Die vulkanischen Schwermineralien fehlen nämlich bei dem tonreichen periglazialen Kolluvium, sind aber bei dem feinkörnigen Postalleröd-Kolluvium vorhanden. In der Nähe der Quelle werden diese kolluvialen Ablagerungen von atlantischen Lehmen überlagert. Diese Tatsache ist ein weiterer Hinweis auf ihr Alter.
Noch ein weiterer Kolluviumtyp ist in der Delle vorhanden, der besonders an stärker geneigten Hängen ab und zu anzutreffen ist. Er überlagert die atlantischen alluvialen Lehme und besteht aus relativ grobem Hangmaterial, das im Zusammenhang mit der mittelalterlichen Rodungsperiode von den Hängen herabtransportiert worden sein muß. Da aber in unserem Gebiet die Entwaldung nie ein großes Ausmaß angenommen hat, bleibt der Einfluß dieses Kolluviums, im Gegensatz zu anderen Gebieten (vgl. MENSCHING 1951 und 1957), gering.
Zusammenfassend kann man sagen, daß sich in der Birklinger Delle insgesamt vier Kolluviumarten finden, die auch zu verschiedenen Zeiten abgelagert wurden. Das älteste, stark verfestigte Kolluvium

könnte möglicherweise noch der Rißeiszeit, mindestens aber dem Frühwürm angehören. Es ist durch eine Bodenbildung von dem darüberliegenden würmeiszeitlichen bis früh-holozänen (Präalleröd-) Kolluvium getrennt. Das darauf folgende Postalleröd-Kolluvium kann prästlantisch oder, wenn es die atlantischen Lehme überlagert, postatlantisch (subboreal?) sein. Schließlich ist noch mittelalterliches Hangmaterial vorhanden.

b) Alluvium

1. Sehr tonreiches Alluvium

Dieses Alluvium ist im Untersuchungsgebiet durch einen sehr hohen Tongehalt, der nicht selten über 70% ansteigt, gekennzeichnet, was durch das sehr tonreiche Ausgangsmaterial zustande kommt. Das Korngrößendiagramm einiger Beispiele zeigt (Fig.3), daß die untersuchten Proben keinen oder nur einen verschwindend kleinen Anteil an den groben Fraktionen haben. Daher gehören sie alle dem atlantischen Typ zu. Dafür sprechen auch die in diesen Proben zu findenden vulkanischen Schwermineralien.

2. Leicht sandiges Alluvium

Es findet sich auch ein leicht sandiges Alluvium (Fig. 4), das zuweilen den Charakter eines zweiphasigen Flußsedimentes annehmen kann. Zweisphasige Flußsedimente sind dadurch gekennzeichnet, daß sie neben einem hohen Tongehalt einen leichten Gipfel in der Sandfraktion aufweisen (siehe auch BAKKER und MÜLLER 1957). Dieses Alluvium wurde ebenfalls zum größten Teil während des Atlantikums gebildet. Bei dem groben Anteil kann es sich durchaus um Sandmaterial handeln, das aus dem darunterliegenden grobkörnigen Periglazial-Kolluvium ausgespült wurde. Man trifft diesen Typ besonders in der Nähe der heutigen Quellen.

In der Hauptsache scheinen die alluvialen Sedimente in der "Talaue" der Birklinger Delle Lehme des Atlantikums zu sein. Deshalb wurden auch in der Karte beide Typen zusammengenommen. Ganz vereinzelt könnten sie aber auch dem Präboreal, Boreal oder der jüngeren Dryaszeit angehören, z.B. in leichten, kleinen Mulden, wo alluviale Ablagerungen bis zu einem Meter Tiefe anzutreffen sind. Ob noch periglaziales Alluvium vorhanden ist, konnte nicht nachgewiesen werden.

c) Beschreibung einiger Bohrprofile

Zur Erläuterung und Erhärtung des oben Gesagten seien noch einige Profile beschrieben, die u.a. auf ihren Schwermineralgehalt untersucht wurden, wobei zunächst nur die vulkanischen Mineralien betrachtet werden.

Bohrung D 79 (nahe beim Quellgebiet, am nördlichen Dellenhang liegend), sei zunächst ausgeführt:

0 - 60 cm: 10 YR 4/2. Boden relativ trocken trotz der Nähe der Quelle. Starkes Auftreten von Rostflecken zeigt aber Staunässe an. Viele rote und schwarze Einsprenglinge. Kein Grobmaterial.
Probe 115 (50-60 cm)

60-70 cm: 10 YR 3/1. Lehmiges Material, durch sehr viele schwarze Einschlüsse schwarzbraun. Viele Rostflecken und rote Einschlüsse.
Probe 116 (60 - 70 cm)

70-90 cm: Sehr schwerer Lehmboden, schwarzbraun bis schwarz (anmoorig)
Probe 117 (80 - 90 cm)

90-110 cm: Material wie vorher, nach der Tiefe hin vereinzelt gelbe und rote lehmige Einlagerungen auftretend.
Probe 118 (90 - 100 cm)

Figur 5 zeigt die Korngrößenzusammensetzung der untersuchten Proben dieses Profils. Zusammen mit der Profilbeschreibung läßt sich erkennen, daß die Ablagerungen zwischen 0 und 70 cm aus feinkörnigem kolluvialem Material bestehen, das aber keinen Grobschutt enthält. Auch die Einsprenglinge haben mehr lehmigen als bröckligen Charakter. Der Tongehalt liegt bei 50 %, was schon einem Alluvium nachkommt. Darunter folgt dann reiner, sehr schwerer und bereits anmooriger Lehm mit rd. 70 % Tongehalt. Die Zusammensetzung der Schwermineralien zeigt an, daß neben den Keuper-Schwermineralien und vereinzelten Lößmineralien[1] in allen untersuchten Proben dieser Bohrung (bis zu 100 m Tiefe) vulkanische Schwermineralien in beträchtlicher Menge vorkommen, selbst wenn man die Augite, die manchmal auch aus äolischen Ablagerungen stammen können, außer acht läßt. Da die Schwermineralien nur von den Fraktionen 50-500 µ bestimmt werden, das untersuchte Material aber nur einen sehr geringen Anteil an diesen Fraktionen hat, ist der tatsächliche Schwermineralgehalt noch wesentlich höher anzusetzen. Es zeigt sich, daß

a) in allen Proben vulkanische Mineralien vorkommen:
Probe 115 11 (+ 26 Augite) Probe 116 13 (+ 39 Augite)
Probe 117 18 (+ 12 Augite)
b) der Anteil nach der Tiefe hin zunimmt.

---

1) Nur vereinzelt und dann nur in den tieferen Schichten vorhanden.

Diese Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß dieses Profil ausschließlich Postalleröd-Sedimente lieferte. Postalleröd-Kolluvium überlagert hier das Postalleröd Alluvium. Das vermutlich subboreale Kolluvium ist hier ungefähr 70 cm, bei anderen Proben zwischen 20 und höchstens 60 cm mächtig. Ähnlichen Charakter wie das Profil D 79 hat auch D 12, nur ist die spätholozäne Kolluviumschicht wesentlich dünner. Das spätholozäne Kolluvium wurde in der Karte nicht dargestellt, da diese nur die Verteilung von späteiszeitlichem bzw. frühholozänem Kolluvium und holozänem Alluvium zum Ziele hatte. Außerdem konnten für eine exakte Trennung aller Sedimente mit Hilfe von Schwermaterialien nicht genügend Proben analysiert werden. Zweck dieser stichprobenartigen Untersuchung war,zu zeigen, daß auch jüngere Sedimente vorhanden sind,und zwar häufig in einer nicht unbeträchtlichen Mächtigkeit.

Bohrprofil D 71 ergibt ein etwas anderes Bild. In Probe 99 (45-55cm) sind sehr viele vulkanische Schwermineralien (16) enthalten, in den Proben 100 (60-70 cm) und 101 (90 - 100 cm) jeweils nur ein einziges. In Probe 102 (105-115 cm) fehlen sie schließlich ganz. Vergleichen wir nun dazu die Profilbeschreibung:

0 - 10 cm: Brauner Lehm mit Grobmaterial (bes. Sandstein)
10 - 58 cm: 10 YR 4/2. Brauner Lehm mit Rostflecken, schwarzen und roten lehmigen Stellen.
Probe 99 (45-55 cm)
58 - 70 cm: Material wie vorher, nur wesentlich mehr rote Stellen, daneben vereinzelt sandige Verwitterungsreste und kleine rote Lettenbröckchen.
Probe 100 (60-70 cm).
70 - 85 cm: Lehmiger Boden mit roten Steinchen, Lettenbröckchen und vielen Sandsteinbröckchen.
85 - 115 cm: 5 Y 4/2. Grauer Boden mit roten und rotbraunen, z.T. sehr großen Einlagerungen, in Größe und Zahl sehr stark wechselnd.
Probe 101 (90-95 cm)
Probe 102 (105-115 cm)

Die bei der Korngrößenanalyse erhaltenen Werte kennzeichnen Probe 99 als reines Alluvium, Probe 100 als einen Übergang zwischen Alluvium und Kolluvium. Bei den restlichen Proben 101 und 102 handelt es sich mit Sicherheit um Kolluvium. An der Oberfläche (bis etwa 10 cm) findet sich nochmals eine dünne Kolluvialschicht, die sicher aus der mittelalterlichen Entwaldungsperiode stammt. Aus dem Vergleich mit den Schwermineralien ist zu schließen, daß über einem periglazialen Kolluvium, das frei ist von Alleröd-Schwermineralien, ein holozänes (also Postalleröd-)Alluvium liegt, das nochmals von einer Grobschuttschicht überlagert ist. Ähnliche Ergebnisse wurden auch bei anderen Bohrungen, z.B. D 29, D 66 und D 76 erzielt.

Diese wenigen Beispiele sollen genügen. Als Ergebnisse können wir festhalten:

a) Durch die vulkanischen Schwermineralien, die mit Alleröd-Eruptionen in der Eifel in Zusammenhang gebracht werden, ist eine Trennung von Präalleröd- (also pleistozänen) und Postalleröd- (also spätestglazialen bis holozänen) Sedimenten möglich (vgl. auch JUNGERIUS 1958).

b) In allen untersuchten Fällen enthielt das Alluvium vulkanische Mineralien und ist demnach jünger als die Allerödzeit, d.h. vorwiegend atlantisch.

c) Das Kolluvium, das die Lehme des Atlantikums unterlagert, ist frei von vulkanischen Schwermineralien und damit älter als das Alleröd. Es kann nur in das Pleistozän und damit in die Würmeiszeit gestellt werden. Die Bildung kann höchstens bis in das Frühholozän angehalten haben.

d) Stellenweise wird das atlantische Alluvium von einer mehr oder minder mächtigen Lage feinkörnigen Kolluviums überlagert, das ebenfalls Anteil an vulkanischen Mineralien hat. Es ist demnach höchstens gleichaltrig, kann aber auch jünger sein. Möglicherweise wurde es im Subboreal abgelagert. Jedenfalls handelt es sich dabei um ein holozänes (Postalleröd-)Kolluvium (vgl. JUNGERIUS 1958). Dieses Kolluvium finden wir noch in mehreren Profilen, z.B. D 17, D 23, D 29.

Weit schwieriger ist im Gebiet der Birklinger Delle der äolische Einfluß in den verschiedenen Sedimenten zu fassen. In fast allen untersuchten Proben findet man kleine bis geringste Mengen von äolischen Schwermineralien der Epidotgruppe und auch das Korngrößendiagramm zeigt fast immer einen schwachen Gipfel in der Löß-, weniger in der Decksandfraktion. Die äolischen Einwehungen reichen außerden in ganz unterschiedliche Tiefen. Während sich in der Höhe der Quelle (z.B. Bohrung D 79) äolischer Einfluß erst in 80 - 100cm Tiefe bemerkbar macht, nämlich unterhalb der Postalleröd-Sedimente, erreicht er in den oberen Teilen der Delle als Einwehung in würmeiszeitliches Kolluvium höchstens 40 - 50cm Tiefe. Diese beiden Beispiele, zwischen denen es alle Übergänge gibt, stellen die beiden Extremwerte in bezug auf spätwürmeiszeitlichen äolischen Einfluß dar. Reichen die würmeiszeitlichen Sedimente bis an die Oberfläche, so geht der äolische Einfluß nicht tief, tauchen sie unter, so geht auch der äolische Einfluß mit in die Tiefe. Daneben scheint es aber noch eine wesentlich jüngere Periode äolischer Einwehungen gegeben zu haben, finden sich doch z.B. in D 29, D 66 und D 71 in

Postalleröd-Sedimenten bis zu einer Tiefe von etwa 40 cm wiederum äolische Schwermineralien. In diesem Fall müssen es Einwehungen aus dem Postalleröd sein. Dies würde mit den Untersuchungsergebnissen BRUNNACKERs (1958) über die Flugsande im Steigerwaldvorland im Einklang stehen, der dort sowohl würmeiszeitliche als auch Postalleröd-Flugsande feststellte.

### 4. Verteilung der Sedimente in der Birklinger Delle

Nach diesen Erläuterungen zur Einteilung der Sedimente und der Besprechung der verschiedenen Sedimenttypen und deren zeitlicher Einordnung soll nun noch anhand der Karte und einiger Querprofile auf die räumliche Verteilung der Sedimenttypen in der Birklinger Delle eingegangen werden. Der äolische Einfluß konnte dabei nicht weiter berücksichtigt werden, da er im Verhältnis gering ist und kein ausschließlich äolisches Sediment vorhanden ist. Die beigegebene Karte 2 zeigt (im Vergleich mit Karte 1) die Verteilung von würmeiszeitlichem Kolluvium und atlantischem Alluvium. Dargestellt ist das Gebiet der Plateaudelle in etwa 360 - 350 m Höhe zwischen der Kapelle im Birklinger Paß und dem heutigen Quellgebiet. Es ist das von CHRISTA (1925) als Holzwiesental (nach den Iphöfer Holzwiesen genannt) bezeichnete Gebiet, das in den Quellbereich eines Bibartbaches übergeht. Der Anstieg der Delle nach Norden zum Schwanberg ist relativ steil und unvermittelt, während im Süden zunächst ein Anstieg um etwa 10 - 15 m zu einer Verebnung führt, die nahezu wie eine "Terrasse" zur Delle wirkt. Diese Verebnung ist als Fortsetzung des 360 m-Niveaus vom Birklinger Paß bei der Kapelle zu sehen; sie ist also ein Rest eines ehemaligen tertiären Pediments oder tertiären Talbodens, in welchem die Delle, nach Norden gleichsam "an die Wand des Schwanberges gedrängt" - eingearbeitet ist[1]. Einen weiteren Rest dieses alten Talbodens finden wir, wenn auch schon erheblich abgetragen, unmittelbar zu beiden Seiten des heutigen Quellgebietes, wodurch das periglaziale Tal stark eingeschnürt wird. An dieser Stelle ändert sich auch der Talcharakter. Es beginnt die junge Verschneidung der Talhänge und damit der Übergang zu einer fluviatilen Formgebung. Verstärkt wird dieser Eindruck einer anderen Landschafts-

1) Die Birklinger Delle ist daher, obwohl ihr nördlicher Hang unmittelbar zu dem um rund 100 m höher liegenden Schwanbergplateau ansteigt, als eine flache Plateaudelle zu betrachten. Wie die Plateaulehme bei der Kapelle beweisen, wurde sie nur wenige Meter in den alten tertiären Talboden eingetieft.

einheit noch durch den Wechsel der Kulturlandschaft. Während in der Delle Wiesen vorherrschen und die Hänge mit Laubwald bestanden sind, tritt nun Fichtenwald von Süden her an das Tälchen heran. Die nördlichenHänge und Anhöhen werden von Äckern eingenommen.
Die Verteilung der Sedimenttypen in der Delle wurde für eine Tiefe von durchschnittlich 50 cm gezeichnet, wobei sich die Schnittebene von etwa 40 cm am oberen Dellenrand bis zu 65-70 cm unter die rezenten Kolluvialschichten im Quellgebiet absenkt. Die Karte zeigt, daß das Kolluvium vorwiegend an den Rändern der Delle und an den Hängen zu finden ist, aber auch in mehr oder weniger großen Zungen oft weit in das Tal hineingreift. So kommt es vor, daß zwei einander gegenüberliegende Kolluvialzungen das Tal erheblich einengten und nur noch ein schmaler Durchlaß für das Wasser blieb, wie etwa in der Mitte des Kartenausschnittes. Oftmals sind auch kleine "Kolluvialinseln" in den alluvialen Ablagerungen anzutreffen.
Die Verbreitung des Alluviums ist dagegen bis auf wenige Ausnahmen (z.B. im Nordwesten des Kartenausschnittes bei Bohrung D 12 und D 22) an die "Talsohle" der Delle und deren Seitentälchen gebunden. Bei der Einmündung von Seitentälchen in das Haupttal läßt sich keine Beeinflussung der Sedimente im Haupttal aus dem Seitental nachweisen, da beide ihre Zufuhr aus dem gleichen Muttergestein erhielten.
Ein Vergleich dieser "Bodenkarte" mit der Vegetation drängt sich auf. Es ist eine weitgehende Übereinstimmung und Abhängigkeit zwischen Kolluvium und Wald und Alluvium und Wiese zu erkennen. Findet sich auf den etwas trockeneren Kolluvialhängen Wiese, ist diese längst nicht so stark versauert wie auf dem feuchten Alluvium. Im allgemeinen beginnt aber mit dem trockener werdenden Boden infolge der Durchlässigkeit des grobkörnigeren Kolluviums der Wald, meist Laubwald. Durch den Waldbestand auf Kolluvium wird z.B. auch die vorher erwähnte Verengung des Tales durch Kolluvial-Zungen im Bilde der Delle noch wesentlich auffälliger hervorgehoben.
Kommt man im Frühjahr zur Zeit der Schneeschmelze oder des Auftauens des Bodens in die Birklinger Delle, dann kann man bereits nach den Gesichtspunkten feuchter Boden=Alluvium (häufig wird sogar Wasser über dem Alluvium gestaut) und trockenerer Boden=

Kolluvium eine Kartierung durchführen, die sich im wesentlichen mit der aus den Analysenwerten der Bohrungen gewonnenen deckt.

Die Untersuchung der Bodenprofile hat aber - wie schon mehrfach aufgezeigt - noch weitere Ergebnisse gezeitigt, die in der Karte nicht zum Ausdruck kommen. Es soll darauf verzichtet werden, noch weitere Karten in verschiedener Tiefe zu zeichnen. Vielmehr wird anhand einer Querprofile durch die Delle die Verteilung der restlichen Sedimente gezeigt. Als Beispiel für den oberen Dellenrand seien die beiden Querprofile D 12 - D 15 und D 23 und D 28 schematisch wiedergegeben.

In dem Querschnitt D 12 - D 15 (Abb. 1) zeigt sich, daß über dem anstehenden Muttergestein eine Schicht würmeiszeitlichen Kolluviums liegt, das z.B. in D 14 noch einen leichten Decksandeinfluß erkennen läßt. Bei D 15 reicht dieses Kolluvium bis an die Oberfläche; die übrige Talsohle wird aber von feinem, tonreichem atlantischen Alluvium eingenommen. Vom nördlichen Hang bei D 12 zieht sich noch eine relativ dünne Zunge von Postalleröd-Kolluvium herab. Das Fehlen eines Präwürm-Kolluviums im oberen Teil der Delle kann als Hinweis auf ein proximales Wachstum der Delle in der Würmeiszeit gewertet werden.

Im Querprofil D 23 - D 28 (Abb. 2) finden wir über einer würmeiszeitlichen kolluvialen Schicht (meist tonarm) - die darunterliegende, vermutlich rißzeitliche Kolluviumschicht wurde nicht erbohrt - Alluvium. Unter der Kolluvialzunge aus tonreichem Kolluvium ist noch ein Rest eines älteren Alluviums erhalten, das möglicherweise noch in das Pleistozän gehört.

Das Querprofil D 62 bis D 64 (Abb. 3) liegt etwa in der Mitte der Delle und zeigt folgendes Bild:

Über dem verfestigten Kolluvium findet sich eine ausgedehnte und mächtige Serie von tonreichem Kolluvium, in das zwei Rinnen von alluvialen Sedimenten eingetieft sind. Diese beiden Rinnen werden durch einen inselartigen Rest von würmeiszeitlichem (tonarmen) Kolluvium getrennt.

Querprofile durch die Birklinger Delle:

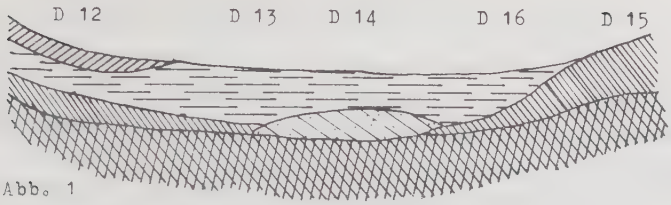



Abb. 1

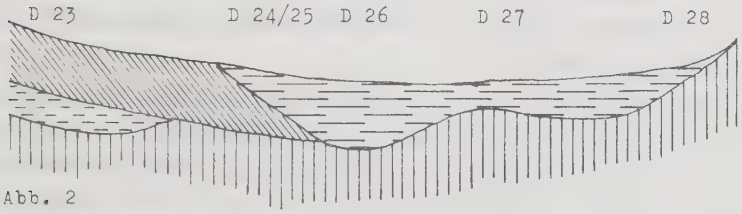



Abb. 2

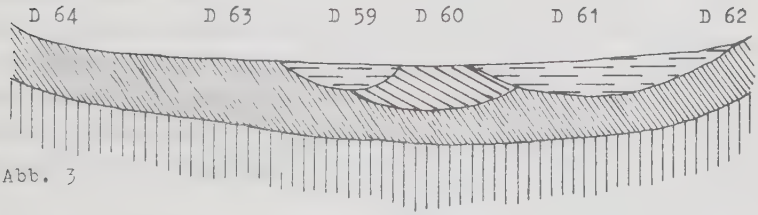



Abb. 3

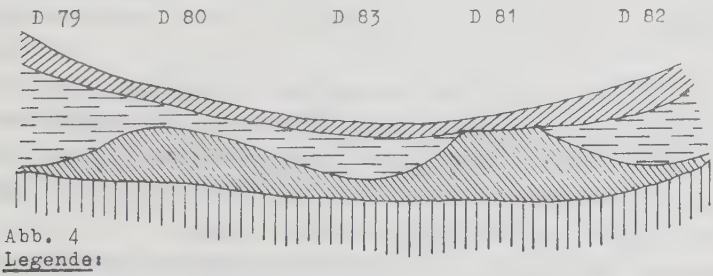



Abb. 4

Legende:

- Postalleröd-Kolluvium
- würmeiszeitliches Kolluvium tonarm
- würmeiszeitliches Kolluvium tonreich
- rißeiszeitliches (?) Kolluvium
- Lehme des Atlantikums
- älteres Alluvium
- Kolluvium mit äolischem Einfluß
- Anstehendes Gestein

Längenmaßstab:

0 10 20 30 40 50 100 m

Höhenmaßstab:

0 20 40 60 80 100 cm

Als letztes sei noch das Querprofil D 79 bis D 82 (Abb. 4) in unmittelbarer Nähe des Quellgebietes dargestellt. Es ist ein Beispiel für die Verbreitung von Postalleröd-Kolluvium über atlantischem Alluvium in relativ großer Mächtigkeit. Unter diesen Postalleröd-Sedimenten sind dann sowohl atlantisches Alluvium als auch die beiden Typen des pleistozänen Kolluviums vorhanden. Denkt man sich die Überdeckung mit holozänem Kolluvium weg, so gleicht dieses Profil sehr stark dem vorher beschriebenen.

Folgende Schlußfolgerungen lassen sich aus den Ergebnissen der Querprofile schließen:

1. In etwa 80 - 100 cm Tiefe stößt man beinahe überall auf ein stark verfestigtes Kolluvium, das möglicherweise der Rißeiszeit angenört (Bodenbildung). Es sinkt mit dem Einfallen der Delle etwa nach Osten ab und setzt sich auch unter der heutigen Talsohle des Bibartbaches fort.
2. Darüber lagert das würmeiszeitliche Kolluvium, das jeweils die Dellenhänge einnimmt und dort meist bis unmittelbar an die Oberfläche reicht. In Kolluvialzungen schiebt es sich weit in die Delle vor, unterlagert aber fast in allen Teilen das in der Talsohle zu findende Alluvium. Im ganzen gesehen bildet die Oberfläche des würmeiszeitlichen Kolluviums eine Mulde, die ungefähr der Dellenform entspricht.
3. In den tieferen Teilen dieser Mulde, der Talsohle, und zwischen den Kolluvialzungen wurde der alluviale Lehm des Atlantikums abgelagert, der zum heutigen Quellgebiet hin immer mächtiger wird.
4. Über dem atlantischen Lehm findet man - und das besonders in der Nähe der Quelle - nochmals eine, nach den tieferen Teilen der Delle hin zunehmend mächtiger werdende Schicht eines feinen Kolluviums (im Höchstfall 70 cm), das mit Hilfe der Schwermineralanalyse als postalleröd datiert wurde.
5. Diskordant über allen an die Oberfläche reichenden Sedimenten liegt ab und zu ein leichter Schleier von sehr grobem Hangmaterial, das der mittelalterlichen Rodungsperiode zuzuordnen ist.

Ein Überblick über die Verteilung der Sedimente in der Birklinger Delle ergibt ein ganz bestimmtes Schema. Zum Dellentiefsten, d.h. in Richtung der Quelle und zum rezenten Tal hin, tauchen die älteren Sedimente immer mehr unter und werden von den jeweils nächst

jüngeren überlagert. Die Plateaulehmreste bei der Kapelle im Birklinger Paß könnten eventuell für eine bereits im ausgehenden Tertiär erfolgte Anlage der Delle sprechen, zumindest aber stellen sie den Kontakt zwischen spättertiären und pleistozänen Formen her. Die Verteilung der Sedimente läßt ferner darauf schließen, daß die Delle noch in der Würmeiszeit ein proximales Wachstum gezeigt hat. Da sich neben den pleistozänen Ablagerungen auch holozäne in nicht unbeträchtlicher Menge finden, kann man in den flachen Plateaudellen seit dem Ende des Diluviums nicht von einer Abtragung, auch nicht von völliger Ruhe, sondern vielmehr noch von Auffüllung sprechen. Diese Auffüllung, die sich besonders zum Dellentiefsten hin bemerkbar macht, hat die Form der pleistozänen Delle etwas verflacht. Da selbstunter den feuchteren Klimaten des Atlantikums in den Dellen Auffüllung anstelle der Abtragung trat, ist für die heutigen Klimaverhältnisse jedenfalls keine flächenhafte Erniedrigung in den Dellen anzunehmen. Daher ist es unmöglich, in den Dellen durch denudatives Tieferschalten wirksame Faktoren zur Weiterbildung der Schichtstufenlandschaft unter den augenblicklichen Klimaverhältnissen zu sehen. Somit kann man die Annahme SCHMITTHENNERs (1925), daß durch Abtragung in den Dellen die harte Schichtstufenfläche durchsunken und dadurch die Schichtstufe aufgelöst und zurückverlegt werden kann, höchstens für die periglazialen Tundrenzeiten gelten lassen, in denen es wirklich zur Dellenbildung kam. Obwohl aber die Birklinger Delle in den weichen Estherienschichten liegt, in denen die periglaziale Abtragung größer gewesen sein muß als z.B. in harten Sandsteinschichten, ist sie dennoch nur wenige Meter tief in den tertiären Talboden (Birklinger Paß) eingetieft. Das spricht dafür, daß selbst im Pleistozän die Abtragung in den Dellen nicht das Ausmaß angenommen hat, das man ihr im allgemeinen zuschreibt.

## III. DIE HANGDELLEN

Der zweite und weitaus häufigere Dellentyp im Schwanberg-Friedrichsberg-Gebiet sind die Hangdellen, bei denen man wiederum mehrere Arten unterscheiden muß. Die Hangdellen der Hauptfrontstufe zeigen zwei Erscheinungsformen. Kleine, weite Dellen, die niemals in einen Bachlauf übergehen, begleiten den gesamten Stufenrand und verleihen ihm eine welliges Aussehen. Ihre Obergrenze finden sie bei etwa 400 m, also an der Grenze zum Schilfsandstein. Daß oberhalb der Schilfsandsteinterrasse keine solchen Hangdellen mehr

auftreten, liegt wohl in der Steilheit des Hanges in den Lehrbergschichten begründet. Außerdem gibt es am Stufenrand noch große Hangdellen, die Quellmulden für die Stirnbäche. Ein Großteil dieser Hangdellen hat seine Obergrenze ebenfalls bei etwa 400 m. Andere aber, wie die Quellbereiche des Kanterbachs und des Wehrbachs oberhalb des Kirchbergleins, greifen noch über den Schilfsandstein hinweg in die Lehrbergschichten und manchmal auch noch in den Blasensandstein ein. Diese oberen Dellenteile sind dann allerdings sehr steil, eng und tief eingeschnitten, so daß man bereits von schluchtartigen Erosionstälern sprechen muß.
Die Hangdellen der Ostabdachung sind dagegen ganz anders gestaltet. Es sind meist sehr große, zirkusartig weit ausschwingende Dellen mit einem relativen Höhenunterschied zwischen Oberrand und Quelle bis zu 50 m. Häufig enden sie - einzeln oder als ganze Dellensysteme - erst auf dem Talboden der weiten Täler, deren Quellmulden sie eigentlich darstellen. Hier entspringt meist auch erst der dauernd fließende Bach. Manchmal findet man noch einen Quellaustritt sozusagen auf halber Höhe, an der Untergrenze des Blasensandsteins oder an einem tonigen Zwischenlager im Sandstein. Dadurch ist aber kein fließender Bach bedingt. Nicht selten ist es der Punkt, an dem die Delle in eine trockentalähnliche Form übergeht. Diese Dellen greifen bis auf wenige Meter Unterschied bis zur Hochfläche (450 - 470 m) hinauf und zerlegen diese in weite Buchten und große Vorsprünge (z.B. Friedrichsberg und Appenfelder Sattelzone). Sehr typisch ausgebildet sind diese Hangdellen beiderseits der Appenfelder Sattelzone, die Hochfläche dort auf einem schmalen Streifen einengend. Häufig bilden erst mehrere dieser großen, in ihrem oberen Teil sehr flachen Dellen zusammen das Ursprungsgebiet für einen Bach, vorwiegend dann, wenn die Quelle erst am Talboden entspringt. Ein Beispiel hierfür ist der Appenbach. Seine Quelle ist erst dort zu finden, wo die Delle (Prühler Grund) mit einem Gefällsknick auf den Talboden mündet. Außerdem zeigt sich am Beispiel des Pühler Grundes, daß die eigentliche flachmuldenförmige Delle, in der die Schneeschmelzwässer in kleinen künstlichen Gräben gesammelt werden, auf halber Höhe einen Knick im Gefälle aufweist. Es tritt zunächst eine kleine Verebnung auf, darunter wird das Gefälle wieder größer. Die kleine Verebnung wurde zusammen mit einem unbedeutenden Quellaustritt zur Anlage eines kleinen Teiches benutzt. Hier endet die eigentliche, ganz

typische Delle. Kurz oberhalb des Gefällsknicks findet man noch eine Miniaturdelle innerhalb der Delle und ein kleines gewundenes "Tälchen", das etwa 20 cm eingesenkt ist. Diese beiden Kleinformen stammen wahrscheinlich aus einer Postalleröd-Tundrenzeit (jüngere Dryas, Präboreal oder Boreal). Unterhalb des Gefällsknicks ähnelt die Delle mehr einem flachmuldenförmigen Tal, das kurz vor der Einmündung in die Talsohle in eine Art Kastental mit steilen, wenn auch nicht allzu hohen Hängen übergeht[1]. Diese Erscheinung kann man im Untersuchungsgebiet häufig beobachten. Nicht selten sind die unteren Teile der Delle asymmetrisch gestaltet, wobei immer die Ostseite steiler ist. Möglicherweise waren diese Dellenteile in einer Periglazialperiode nicht mehr Delle, sondern bereits Tal. Durch den teilweise gefrorenen Untergrund wurde der Sandstein undurchlässig, und es kam zu einem oberflächlichen Abfluß. Heute liegen diese "Talstücke" trocken, das eigentliche Tälchen beginnt erst weiter "dellenabwärts". Die großen Hangdellen der Ostabdachung können aber auch so weit auf die Hochfläche hinaufreichen, daß diese durch die Verschneidung zweier gegenüberliegender Hangdellen denutativ erniedrigt wurde. Diese von mir als Dellenpaß bezeichnete morphologische Form findet sich besonders in Gebieten, in denen die Hochfläche nur als schmaler Streifen erhalten ist, wie an der Appenfelder Sattelzone zwischen Erlabronn und Seitenbuch, nördlich vom Seitenbucher Ranken und südlich von Dürrnbuch am Vogeltrankbrunnen. Solche Dellenpässe gibt es auch in anderen Keupergebieten, wie in den Haßbergen. Im untersuchten Gebiet liegen die Dellenpässe durchweg in rund 430 - 450 m Höhe, greifen also auf die Steigerwaldhochfläche über. Man muß sich die Entstehung solcher Pässe durch proximales Wachstum der Dellen an ihren oberen Rändern vorstellen. Sobald die oberen Enden der Dellen die Höhe der Hochfläche erreicht hatten, kam es zur gegenseitigen Köpfung

---

1) Die Erscheinung, daß trockentalartige Dellenstücke oder richtige Trockentälchen auf kurze Strecken in Kastentäler übergehen, findet man im Arbeitsgebiet immer wieder. Es ist wahrscheinlich, daß diese Stellen an härtere Gesteinsschichten (Sandstein, Steinmergel) gebunden sind. Mit dem Übergang in weichere Schichten stellt sich wieder der normale Talquerschnitt ein.

durch Nachrutschen des Verwitterungsmaterials. Aufschlüsse an den Flanken der Dellenpässe beweisen, daß an den Paßzonen eine verhältnismäßig große Abtragung stattgefunden hat. In diesen Aufschlüssen sieht man nämlich über dem anstehenden Blasensandstein nur eine wenige Zentimeter mächtige Schicht aus losem Verwitterungsmaterial, das bereits von sehr viel Blasensandsteingrobschutt durchsetzt ist. Die Einsattelungstiefe der Dellenpässe ist meist sehr gering. Sie beträgt oft nur einige Meter bis höchstens 15 m. Sie läßt sich im Gelände aber immer deutlich erkennen. Die geringe Satteltiefe ist der wesentlichste Unterschied zu den im Tertiär gebildeten Pedimentpässen, die meist mehr als 20 - 30 m in die entsprechende Fläche eingesenkt sind. Es erscheint jedoch durchaus möglich, daß die Vorformen der periglazialen Dellenpässe jungtertiäre zirkusartige Talanfänge waren, die bereits zu dieser Zeit die Hochflächen stark einengten. Durch ein periglaziales Wachstum der "tertiären Dellen" kann dann die gegenseitige Köpfung zustande gekommen sein. Für tertiäre Anlage sprechen auch Größe und Form mancher Hangdellen. Allerdings kann wegen des vollständigen Fehlens fossiler Verwitterungsreste in den Dellen der Beweis dafür nicht erbracht werden. Es ist aber denkbar, daß die am Ende des Tertiärs vorhandenen zirkusartigen Talschlüsse periglazial umgestaltet bzw. weitergebildet wurden. Außer denjenigen Talanfängen, die durch Solifluktionserscheinungen proximal nach allen Richtungen weiterwuchsen und so zu den bekannten sanft geneigten Hangdellen wurden, gibt es noch weitere Möglichkeiten der Umgestaltung:
1. Die tertiäre Delle bleibt erhalten; sie wächst nicht wesentlich in die Höhe und Breite; in ihr werden aber kleine Dellen gebildet. Ein solches Beispiel könnte die Delle östlich des Fuchsgrabens nördlich der Oberscheinfelder Höhe sein.
2. Die zirkusartige Delle wächst durch "fingerförmiges" Wachstum nach der Höhe hin. Die einzelnen Finger erreichen meist das gleiche Niveau wie die übrigen großen Dellen.

Der viel untersuchte Übergang Delle/Tal, der sog. Kerbensprung (vgl. u.a. KELLERSOHN 1949), ist in den großen Hangdellen des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes meist nicht sehr deutlich ausgeprägt. Der Übergang kann sich ganz allmählich vollziehen (z.B. Schwarzbrunnenbach), kann manchmal aber auch mit einem deutlichen Gefällsknick verbunden sein (Delle oberhalb Geiselwind). In der folgenden Arbeit soll jedoch nicht weiter auf diese Frage eingegangen werden. Auch die mögliche Abhängigkeit der verschiedenartigen Übergänge [illegible] der Gesteinsbeschaffenheit

des Untergrundes soll ebenso wenig untersucht werden, wie eine Typisierung der Dellen angestrebt wird. Vielmehr soll hier die Zusammensetzung der Sedimente in den Hangdellen untersucht werden, um Aufschluß über den Abtragungsmechanismus seit dem Ende des Tertiärs zu erhalten. Einige Punkte sind daher zunächst wichtig:

1. Wie sah bzw. sieht die Sedimentation bzw. Abtragung in den Hangdellen aus?
   Welche Sedimenttypen sind vorhanden?
2. Wie weit ist ein Einfluß von losem Plateaumaterial in den Hangdellen zu erkennen, d.h., wie wandelt sich loses Plateaumaterial in kolluviales Dellenmaterial um?

Untersuchungsgebiet ist die Appenfelder Sattelzone mit den sie zu beiden Seiten begleitenden Hangdellen. Stichprobenweise wurden jeweils drei bis vier zusammengehörige Bohrungen nach folgenden Gesichtspunkten durchgeführt: eine Bohrung auf der Hochfläche und je eine in den einander gegenüberliegenden Hangdellen noch oberhalb der Quelle. In dieser Art wurde an verschiedenen Stellen der Sattelzone gebohrt (vgl. Übersichtskarte, Karte 3). Soweit möglich, wurde bis zu 3 m Tiefe gebohrt und in verschiedenen Tiefen Proben entnommen. Der Untergrund des erbohrten Verwitterungsmaterials auf dem Plateau ist ausschließlich Sandsteinkeuper, besonders Blasensandstein, in den Hangdellen teilweise Blasensandstein, teilweise Lehrbergton. Für einen Großteil der im ganzen etwa 70 Proben wurde Korngrößenzusammensetzung, Ton- und Schwermineralgehalt bestimmt. Die tonmineralogische Untersuchung sowohl des Plateau- als auch des Dellenmaterials ergab, daß an keiner Stelle auch nur spurenweise Reste einer fossilen Verwitterungsschicht vorhanden sind. Daher konnte nur versucht werden, den Einfluß des losen Plateaumaterials und der Muttergesteine durch einen Vergleich nach Korngröße und Schwermineralgehalt festzustellen. Zu einer solchen Untersuchung muß aber die Korngrößenzusammensetzung der Muttergesteine bekannt sein. Die Keuperletten lassen sich immer durch einen erheblichen Anteil des Materials an den kleinsten Fraktionen (kleiner 8 µ) erkennen, wodurch ein hoher Tongehalt der Proben erreicht wird. Sandsteine dagegen sind durch relativ hohe Korngrößen gekennzeichnet. Der Blasensandstein kommt in zwei verschiedenen Ausbildungen vor. Er ist aber immer relativ grobkörnig, so daß allgemein eine Korngrößenverteilung zwischen 150 und 600 µ angenommen werden darf. Da die Keupersandsteine arm an Schwermineralien sind, können andere Schwermineralien als die, die in den

Muttergesteinen vorkommen, zur Typisierung des entsprechenden Sediments herangezogen werden. Es muß auch noch darauf hingewiesen werden, daß die Hochflächen und Talzonen des Steigerwaldes stellenweise ziemlich viel äolisches Material tragen, das entweder den Charakter von Decksand oder auch Löß hat. Die meisten Profile in den Hangdellen lassen durch das Auftreten von Blasensandstein- und Lettenbröckchen bereits auf kolluviale Verfrachtung des Materials schließen. Wichtig zur Beurteilung der Ablagerungen ist aber vor allem die Zusammensetzung der Feinerde.

Am Beispiel einiger untersuchter Bohrprobenserien soll nun sowohl die Umwandlung von Plateau- in Dellenmaterial als auch die Sedimenttypen auf den Hochflächen und in den Dellen dargestellt werden. Bei der Serie S 14/15/16 liegt S 14 auf der Hochfläche im Blasensandstein. Das Verwitterungsmaterial besteht vorwiegend aus mittel- bis grobkörnigem Sand (71 % in den Fraktionen 105-1700 µ, davon 41% zwischen 210 und 600 µ). Dies entspricht ungefähr der Zusammensetzung des Blasensandsteins. Bereits in den obersten Teilen des Profils (S 15-48: bis 45 cm Tiefe) kommen relativ viele Blasensandsteinbrocken vor, die ab 45 cm Tiefe so groß werden, daß das Bohren unmöglich wird. Lediglich der Sortierungsgrad des Verwitterungsmaterials ist etwas schlechter als beim Muttermaterial, was auf eine schwache Umlagerung (evtl. während der Würmeiszeit?) hinweist. In der nur 7 % betragenden Tonfraktion fällt der hohe Quarzgehalt von 15- 20 % auf. Vom Hangdellenmaterial aus S 15 wurde eine Probe(S 15-49) in 40 - 50 cm Tiefe untersucht. Dieses Material ist ziemlich tonreich (35,5 % kleiner 2 µ). Während die Lößfraktion fast völlig fehlt, ist eine ziemlich gut sortierte Feinsandfraktion im Histogramm zu erkennen. Das deutliche Maximum liegt zwischen 70 und 150 µ, ein Hinweis, daß es sich nicht um Blasensandsteinmaterial handeln kann. Wahrscheinlich kommt hierfür eine ziemlich starke Beimischung von äolischem Material als Erklärung in Betracht. Leider sind von diesen Proben keine Schwermineralanalysen vorhanden. Doch zeigen solche Analysen für ähnliche Proben (Serie S 11/12/13, von der 12 Proben untersucht sind), fast ausschließlich Mineralien der Epidotgruppe. Äolischer Einfluß ist im Bereich der Hangdellen demnach vorhanden. Wie die Profilbeschreibung von S 15 erkennen läßt, ist mindestens bis zu

einer Tiefe von 145 cm (Ende der Bohrung) kolluvial verfrachtetes Material vorhanden. Das ergibt sich aus den in allen Tiefen vorkommenden Sandsteinbröckchen in Vermischung mit rotbraunem Lehm aus den Lehrbergschichten.

Die Analysenergebnisse der drei Proben von S 16 (Fig. 6) zeigen ein etwas anderes Bild. Die oberste dieser Proben (S 16-53 in 35-45 cm Tiefe) hat wiederum ein deutliches Maximum zwischen 75 und 150 µ, was entweder auf Decksandeinfluß oder möglicherweise auf sehr feinkorniges Blasensandsteinmaterial zurückzuführen ist. Die darunter in 80 cm Tiefe entnommene Probe (S 16-54) zeigt sehr tonreiches Material, das sich mehr den Lehrbergschichten anschließt. Es handelt sich also um kolluviales Material, um eine Mischung aus Lehrbergtonen und Blasensandstein. Das gleiche gilt für die Probe in 210 - 220 cm Tiefe (S 16-58), bei der noch ein schwacher Gipfel zwischen 75 und 150 µ vorhanden ist. Die fehlende Sortierung des Materials sowie Sandstein- und Lettenbröckchen verweisen auf kolluvialen Transport. Die gut sortierte decksandartige Ablagerung im oberen Profilteil hat keine direkte Verwandtschaft zu dem darunterliegenden Muttergestein, da die Korngröße unter der des Blasensandsteins liegt. Äolischer Transport bestätigt sich auch durch das Vorhandensein von Schwermineralien der Epidot- und Augitgruppe.

Aus dem Profil S 16 ergeben sich somit drei Punkte:

1. ein äolischer Decksandeinfluß im oberen Teil des Profils
2. ein sehr hoher Tongehalt im Mittelteil
3. eine Tonabnahme im unteren Teil

Ähnliche Verhältnisse findet man häufig mehr oder weniger deutlich wieder. Das relativ grobkörnige Kolluvium dieser Profile gehört seiner korngrößenmäßigen Zusammensetzung nach in die Gruppe der pleistozänen bzw. frühholozänen Ablagerungen. Das Fehlen von vulkanischen Schwermineralien und die Überlagerung durch äolisch beeinflußte Sedimente sprechen ebenfalls für würmeiszeitliches Alter. Der stark ansteigende Tongehalt im mittleren Profilabschnitt kann zwei Ursachen haben. Entweder ist es ein sehr tonreiches würmeiszeitliches Kolluvium (aus den Lehrbergschichten) oder der Rest einer interglazialen Bodenbildung (Verlehmungszone), die dann evtl. präwürm sein könnte. Die Ronmineralien geben darüber keine Auskunft. Da sich der untere Teil des Profils mehr dem normalen Bild der Letten nähert, ist es wahrscheinlicher, mit einem würmeiszeitlichen Kolluvium zu rechnen. Wichtig ist, daß keine holozänen Ablagerungen vorkommen.

Von der Gruppe S 1/2/3/4 liegt das Profil S 1 wiederum auf der Hochfläche im Blasensandstein. Die beiden auf ihre Korngrößenzusammensetzung untersuchten Proben S 1-1 in 30-40 cm und S 1-4 in 190-200 cm Tiefe ergaben in den oberen Schichten gleichfalls einen deutlichen Gipfel im Histogramm zwischen 16 und 150 µ (57,5 %). Im Vergleich mit anderen Profilen weist dies auf äolischen Einfluß hin. Es handelt sich um einen lößhaltigen Decksand. Dieser Einfluß nimmt nach der Tiefe hin sehr rasch ab, Probe S 1-4 zeigt ein ausgeprägtes Maximum in der Tonfraktion (77 % < 8 µ). In den Profilen der beiden dazugehörigen Hangdellen, S 2 und S 4, ist das Material überhaupt nicht sortiert. Der Tongehalt ist sehr gering, Gesteinsbrocken kommen vor. All das ist ein Hinweis auf ein mindestens 150 cm mächtiges Kolluvium. Bei S 4 läßt sich in 50 - 60 cm Tiefe (Probe S 4-9) ein erheblicher Lößeinfluß (34,5 % zwischen 8 und 50 µ) und nach der Tiefe eine starke Zunahme des Tongehaltes erkennen. Andere Hangdellen weisen einen deutlichen Blasensandsteineinfluß am Dellenmaterial auf. Dies zeigen besonders die Profile S 6 und S 9, deren Sortierungsgrad ungefähr dem des Blasensandsteins entspricht. Wie weit es sich bei dem Verwitterungsmaterial dieser Dellen um autochthones oder um kolluvial verfrachtetes Blasensandsteinmaterial handelt, kann nicht nachgewiesen werden. Wahrscheinlich ist es aber loses Plateaumaterial, das durch Solifluktionsvorgänge als Kolluvium in die Dellen gewandert ist. Dafür spricht, daß das Verwitterungsmaterial auf der Hochfläche (Dellenpaß) in Profil S 8 in allen Tiefen einen deutlichen Sandsteineinfluß mit dem gleichen Sortierungsgrad wie in den seitlichen Dellen aufweist (vgl. Fig. 7).

Nach der Darstellung der Untersuchungsergebnisse einiger Profile auf der Hochfläche und in den dazugehörigen Hangdellen läßt sich folgendes festhalten:

1. Auf der Hochfläche ist im Verwitterungsmaterial immer der Einfluß des unterliegenden Sandstein-Muttergesteins zu erkennen. Die Illitdominanz der Ablagerungen spricht für pleistozänes Alter der in situ entstandenen Verwitterungsdecken. Nur stellenweise kann leichte periglaziale Verlagerung vermutet werden.
2. Auch in den Hangdellen kann man ab und zu den Einfluß des unterlagernden Muttergesteins nachweisen, besonders in den tieferliegenden Proben im Lehrbergton. Jedoch ist dieser Einfluß gering.

3. Die Verlagerung von sandigem Plateaumaterial in die Hangdellen ist häufig festzustellen. Die kolluvial verfrachteten grobkörnigen bis mittelkörnigen Sande und die Sandsteinbröckchen stammen aus der Verwitterungsschicht des Blasensandsteins. Sie wurden auf ihrem Weg hangabwärts mit Lehrbergtonen vermischt.
4. In keiner kolluvialen Schicht konnten vulkanische Schwerminerallen gefunden werden. Dies bedeutet, daß es sich nur um Kolluvium aus den pleistozänen Tundrenzeiten handelt. Die außerordentlich große Mächtigkeit der Kolluvialschichten (bis zu 3 m und mehr) und die Grobheit des Materials sprechen ebenfalls dafür. Postalleröd-Sedimente sind demnach nicht vorhanden. Als Bildungszeit kommt hauptsächlich das Würmglazial in Frage. Obwohl manche Profile im Mittelteil einen vermehrten Tongehalt aufweisen, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob an manchen Stellen noch ein älteres Kolluvium vorhanden ist.
5. Schwermineral- und Korngrößenuntersuchung bestätigen einen gewissen äolischen Einfluß in den oberen Teilen der Profile sowohl in den Dellen als auch auf der Hochfläche, der aber im allgemeinen nur bis zu 60 cm Tiefe geht. Meist sind es feinere Decksande, die gelegentlich mit Löß vermischt sind. Da Schwerminerallen der Epidotgruppe meist nur mit weniger als 5 % in der Fraktion 50 - 500 u vertreten sind, scheint es sich in der Hauptsache um Lokaltransport gehandelt zu haben.

Altersmäßig dürften sowohl der äolische Transport als auch die Bildung und Verfrachtung des gesamten Kolluviums in die Würmeiszeit zu stellen sein. Hier wären demnach zwei Perioden zu unterscheiden, eine mehr ozeanisch ausgeprägte Tundrenzeit mit hauptsächlich kolluvialen Ablagerungen und eine mehr kontinentale[1)] mit lokalem äolischen Transport.

JUNGERIUS (1958, S. 125 ff) stellte in den Hangdellen des Keuper-Lias-Gebietes von Luxemburg fest, daß diese bis zur Basis mit Kolluvium, das vulkanische Schwerminerallen enthält, aufgefüllt sind. Er fand nur eine Delle mit pleistozänen Ablagerungen. Daraus schließt er auf eine sehr kräftige holozäne Abtragung durch

1) Die Tundrenverhältnisse können in Franken zum Teil ziemlich kontinental gewesen sein. Darauf könnte auch der hohe Montmorillonitgehalt einer Lößschicht des Gaustädter Profils hinweisen (HÖHL 1958).

Solifluktion, die auch noch als rezente Flußbewegung nachzuweisen sei. In den Hangdellen der Appenfelder Sattelzone konnte dagegen kein holozänes Kolluvium gefunden werden. Pleistozänes Kolluvium ist in den Dellen oberhalb des ersten Quellaustrittes jedoch in erheblicher Mächtigkeit vorhanden. Da es unwahrscheinlich ist, daß das holozäne bzw. Postalleröd-Kolluvium abgetragen wurde, während das pleistozäne erhalten geblieben ist[1)], muß angenommen werden, daß in den Hangdellen - zumindest in den oberen Teilen, die auch im Atlantikum nicht als "Täler" gedient haben - seit dem Ende des Pleistozäns Sedimentations- und gleichzeitig Abtragungsruhe geherrscht hat. Die Differenz in den Ergebnissen beruht wahrscheinlich auf der unterschiedlichen Form der untersuchten Hangdellen. Während die Hangdellen im Arbeitsgebiet von JUNGERIUS sehr eng und steil sind, also annähernd den steilen, schluchtartigen Hangdellen am Steigerwaldrand entsprechen, in denen sicher auch heute noch Abtragung herrscht, sind die Hangdellen der Appenfelder Sattelzone sehr weit und längst nicht so teil. Sie gleichen vielmehr verhältnismäßig schräg liegenden großen Plateaudellen. Sie unterlagen daher einem anderen Bildungsmodus als die schluchtartig steilen Dellen. Vielmehr ist auch die Durchlässigkeit des Sandsteins im Steigerwald mit maßgebend, so daß nach dem Verschwinden des Dauerfrostbodens fast keine oberflächliche Abspülung und damit auch keine Ablagerung von Kolluvium mehr stattfand.

## IV. ZUSAMMENFASSUNG

Mit Hilfe der Laboruntersuchungen der Bodenproben aus einer Anzahl von Dellen des Untersuchungsgebietes konnten verschiedenartige und verschiedenaltrige Dellensedimente getrennt werden. In der großen, flachen Birklinger (Plateau-) Delle sind pleistozäne, aber auch noch holozäne Sedimente in beträchtlichen Mengen zu finden.

1) Man muß annehmen, daß die Bildung von neuem Kolluvium hauptsächlich durch Abtransport von Material in den unteren Dellenteilen ausgelöst wird (siehe JUNGERIUS, S. 126). Daraus muß man schließen, daß zunächst große Teile des Pleistozänkolluviums abgetragen worden wären, während sich holozänes Kolluvium bildet. Außerdem müßte es durch diese Bewegung zu einer kräftigen Durchmischung beider Typen gekommen sein. Es wäre daher eher denkbar, daß das pleistozäne Kolluvium abgetragen wurde, das holozäne erhalten geblieben ist.

In den Hangdellen konnten dagegen nur würmeiszeitliche Ablagerungen festgestellt werden. Jüngere Sedimente fehlen. In keinem Dellentyp des Untersuchungsgebietes ist demnach unter heutigen Klimabedingungen noch mit wesentlicher Abtragung und damit mit Erniedrigung von Flächen durch denudative Vorgänge zu rechnen. In den Hangdellen scheint der oberflächliche Abfluß und damit die Verlagerung von Kolluvium bereits am Ende des Pleistozäns oder zu Beginn des Holozäns zum Stillstand gekommen zu sein. Es ist denkbar, daß die Durchlässigkeit der Sandsteine nach Verschwinden des Permafrostes einen oberflächlichen Abfluß in den Dellen verhinderte, während in Dellen, die in Letten liegen, noch in bestimmten Perioden des Holozäns Kolluvium verfrachtet werden konnte. Hieraus würde sich das unterschiedliche Verhalten der Hangdellen und der Birklinger Delle erklären. Die Plateaudelle bei Birklingen unterlag nämlich noch im Holozän einer nicht unerheblichen Auffüllung. Lehme des Atlantikums und postatlantisches Kolluvium finden sich bis zu einer Mächtigkeit von 1 m in den tiefsten Teilen der Delle. Ob in Plateaudellen auf Sandstein ebenso wie in den Hangdellen im Holozän keine Ablagerung von Sedimenten mehr stattgefunden hat, soll in einer späteren Arbeit nachgeprüft werden. Festzuhalten bleibt, daß die Dellen unter heutigen Klimaverhältnissen, unter denen die Abtragung in ihnen zum Stillstand gekommen ist, im Gebiet des Steigerwaldes keine denudative Erniedrigung der Stufenfläche bewirken können. Aber auch das Ausmaß der periglazialen Abtragung in den Dellen scheint nicht sonderlich groß gewesen zu sein.

## LITERATUR- UND KARTENVERZEICHNIS

(Auswahl)


Ahnert, F. (1952): Die Oberflächenformen des Dahner Felsenlandes in der südlichen Haardt. - Diss. Heidelberg.

Andel, T.H. van (1950): Provance, transport and deposition of the Rhine sediments. A heavy mineral study on river sands from the drainage area of the Rhine. - Wageningen.

Bakker, J.P. und H.J. Müller (1957): Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam . - Lautensach-Festschrift, Stuttgart geogr.Stud., 69, S. 365-397.

Bakker, J.P. und Th.W.M. Levelt (1964): An Inquiry into the Probability of a Polyclimatic Development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. - Lucius-Festschrift, Luxenburg, S. 27-75.

Blüthgen, J. und G. Höhl (1956): Vergleichende Studie über Steigerwald und Haßberge. - Geogr. Rundschau, 8, S. 181-192

Brunnacker, K. (1959): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 6 227 Iphofen. - München.

____ (1958): Über junge Bodenverlagerungen. Geol.Bl. NO-Bayern, 8, S.13-24.

Büdel, J. (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. - Pet.Geogr.Mitt.-Ergh.229.

____ (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - Geol.Rundschau, 34, Sonderheft Diluvialgeologie und Klima, S. 482-519.

____ (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Würzburger Geogr.Arb.H.4/5, S. 5-46.

____ (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. - Erdkunde, XIII, S. 297-314.

Christa, E. (1925): Der Schwanberg im Steigerwald. Mit einer geol. Karte 1 : 12 500 - München.

Cramer, P. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 6227 Iphofen - München.

Emmert, U. (1965): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 6228 Wiesentheid. - München.

Götzinger, G. (1907):Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. - Geogr.Abh. Bad. 9, H.1.

____ (1912): Zur Frage der Abtragung durch Bodenbewegungen (Bemerkungen zum Aufsatz von S. Passarge) - Geogr.Zeitschr., S.219-224.

Hermans, W.F. (1955): Description et genese des dépôts meubles de surface et du relief de loesling. - Luxemburg.

Höhl, G. (1958): Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). Ein Beitrag zur Klärung von lokalen Lössen und Decksanden und deren Einfluß auf ältere periglaziale Horizonte. - Mitt.Geogr.Ges.Wien, 160, S. 77-89.

Howard, A.D. (1942): Pediment passes as the pediment problem. - Journ.of.Geom., II, S.3-31 und 95-136.

Jungerius, P.D. (1958): Zur Verwitterung, Bodenbildung und Morphologie der Keuper-Liaslandschaft bei Moutfort in Luxemburg.- Publ.Fys.-Geogr.Lab. Amsterdam, Nr. 2.

Köster, E. (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie.- München.

Kremer, E. (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. - Arb.z.Rhein. Landeskde, H. 6.

Levelt, Th.W.M. (1965): Die Plateaulehme Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphologische Interpretation der Landschaft. - Publ.Fys.-Geogr.Lab. Amsterdam, Nr. 6.

Mensching, H. (1951):Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland - Göttinger Geogr.Abh., H. 4.

____ (1957): Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes.- Würzburger Geogr.Arb. H. 4/5, S. 47-88.

____ (1960): Periglazialmorphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. - Würzburger Geogr.Arb., H.7

Müller, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. - Stuttgart

Passarge, S. (1914):Morphologie des Meßtischblattes Stadtremba. - Mitt., Geogr.Ges.Hamburg.

Poser, H. und Th. Müller (1951): Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayerischen Hügellandes. - Nachr.d.Akad.d. Wiss.in Göttingen, Math.-Phys.Kl.,Biol.-Phys.-Chem.Abt., S.1-32

Salomon, W. (1918): Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. - SA aus Sitz.ber.d.Heidelberger Akad.d.Wiss., math.-nat. Kl.

____ (1924): Die Intensität alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliozäne Rumpffläche des Kraichgaus und Odenwaldes. - SA aus Sitz.ber.d.Heidelberger Akad.d.Wiss., math.-nat.Kl.

Scheffer, Fr. und P.Schachtschabel (1960): Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. Teil I Bodenkunde. - Stuttgart.

Schmitthenner, H. (1925):Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. - Z.f.Geom., 1, S. 3-28.

____ (1954): Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland. - Pet.Geogr.Mitt., 98, S. 3-10.

____ (1956): Probleme der Schichtstufenlandschaft. - Marburger Geogr.Schr. Bd. 3.

Schnitzer, W.A. (1954): Der Schwermineralgehalt der Randfazies des fränkischen mittleren Keupers in Tiefbohrprofilen. - Erlanger Geol.Abh., 11, S. 49-66.

Schwender, J. (1908): Der Steigerwald. Ein Beitrag zur Geographie Frankens. - Forsch.z.dt.Landes-u.Volkskde, 17, H.1.

Semmel, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. - Rhein-Main.Forsch., H.50, S. 135-140.

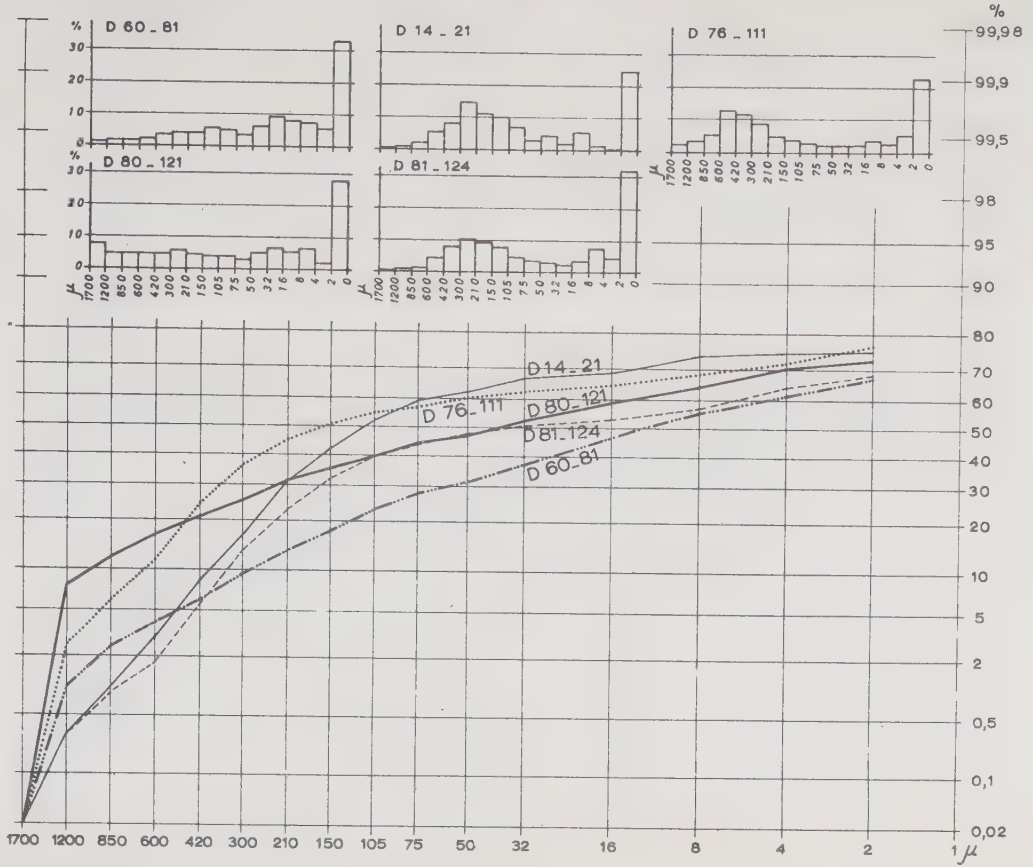
Straka, H. (1957):Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. - Erdkunde.

Topographische Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 6227 Iphofen und 6228 Wiesentheid.

Höhenflurplan 1 : 5000, Bl. NW LXXVI 39 und 40

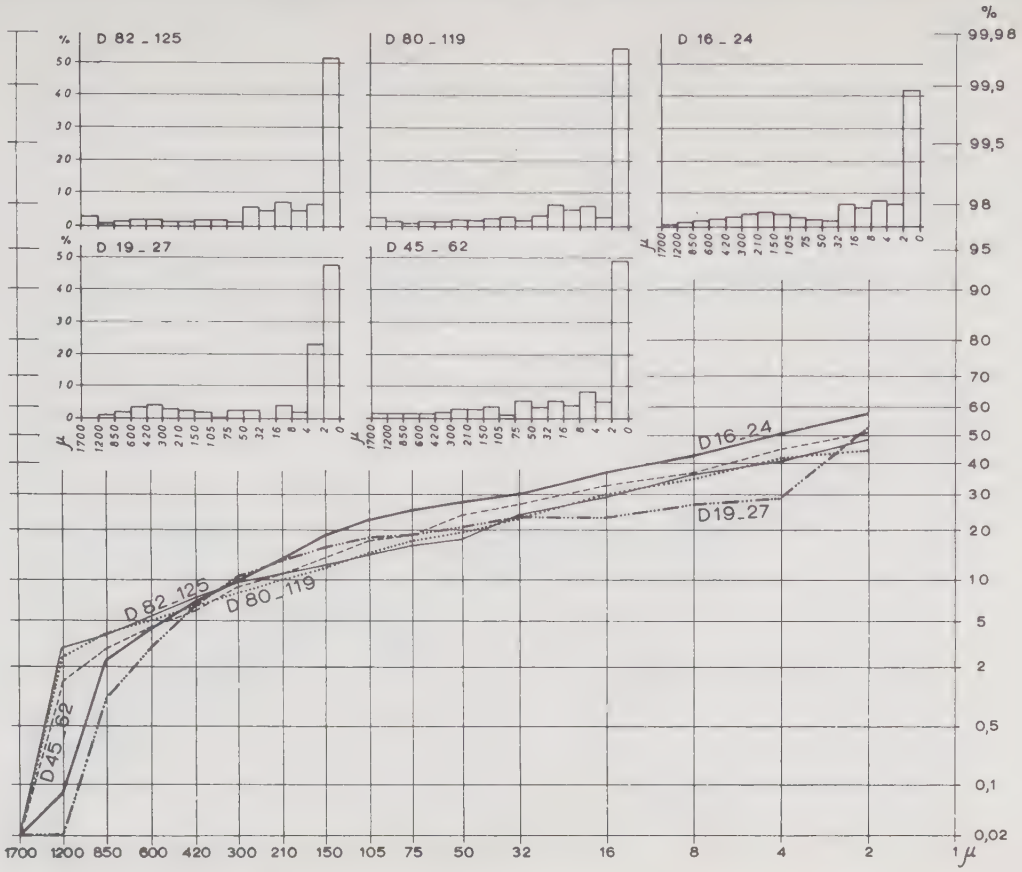
Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 6227 Iphofen und 6228 Wiesentheid.

Fig. 1



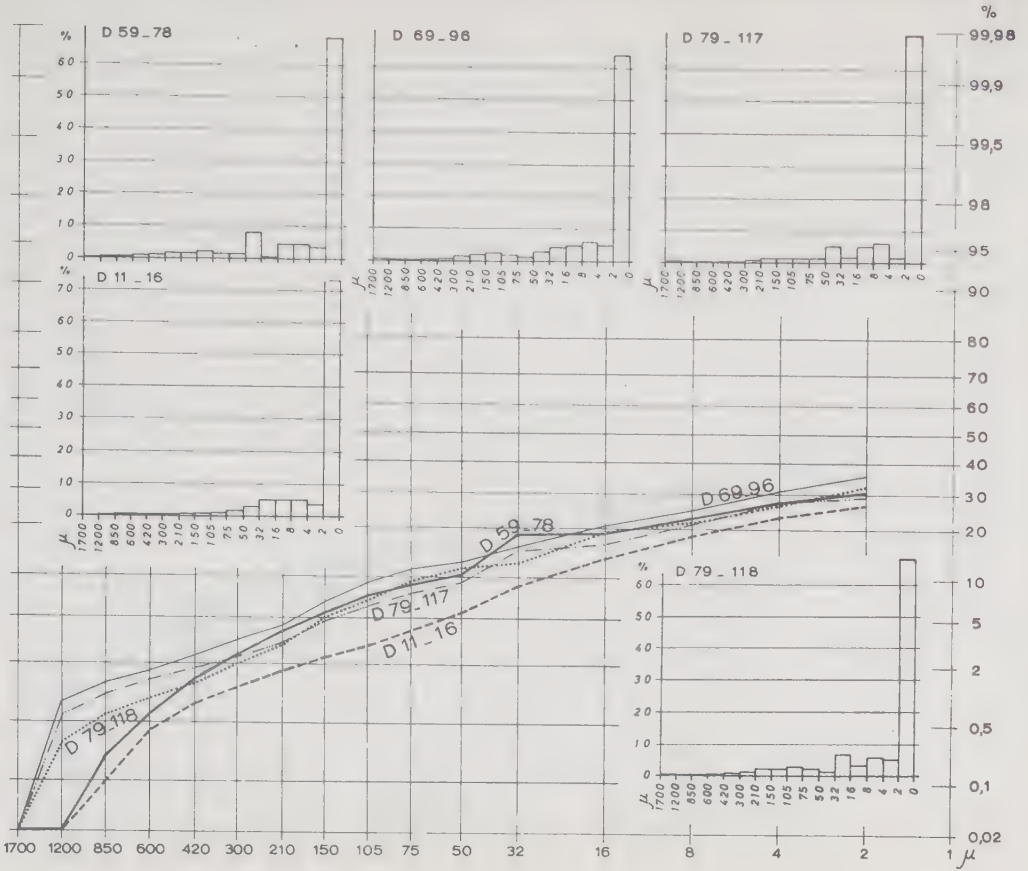

Tonarmes Kolluvium aus der Birklinger Delle

Fig. 2



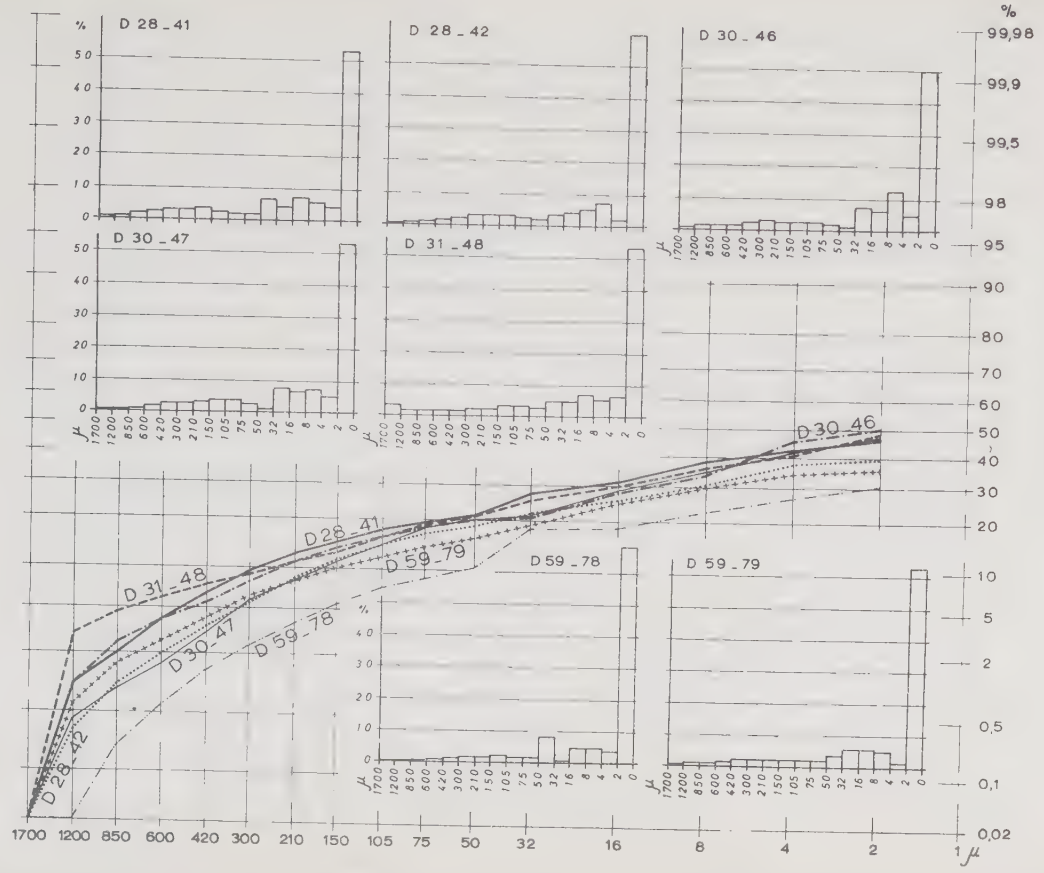

Tonreiches Kolluvium aus der Birklinger Delle

Fig. 3



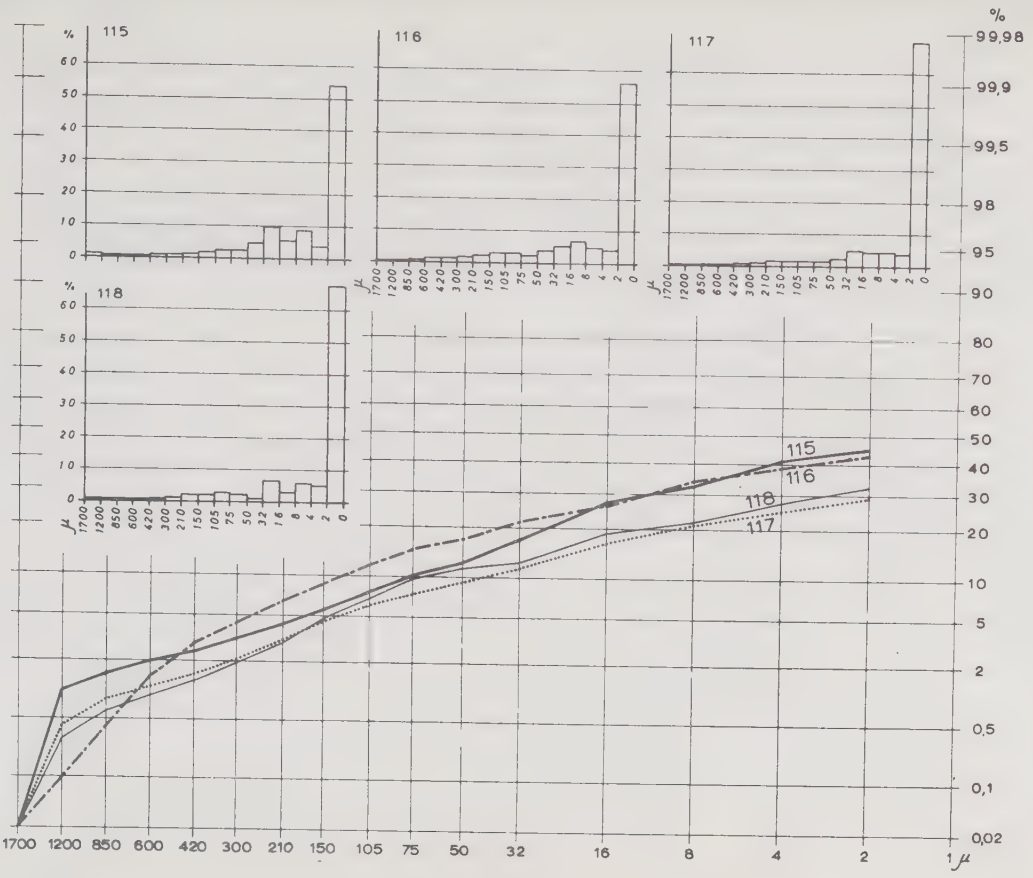

Tonreiches Alluvium aus der Birkheimer Delle

Fig. 4



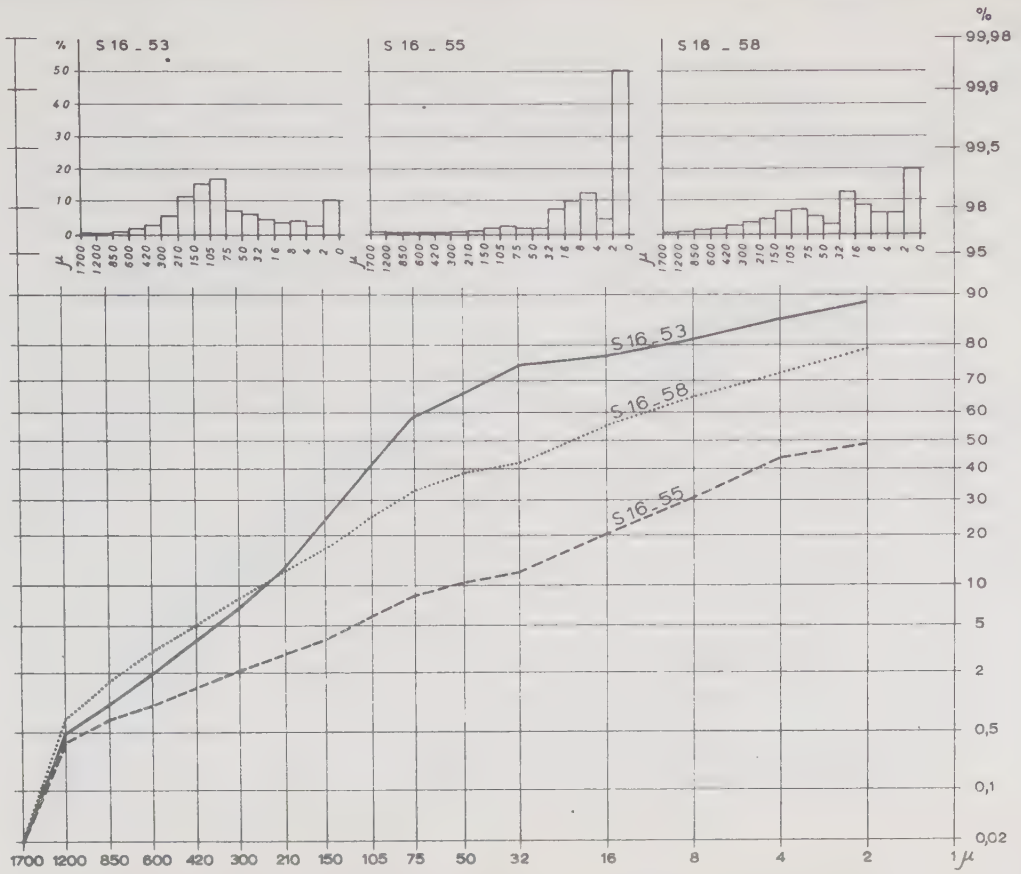

Leicht sandiges Alluvium aus der Birkheimer Delle

Fig. 5



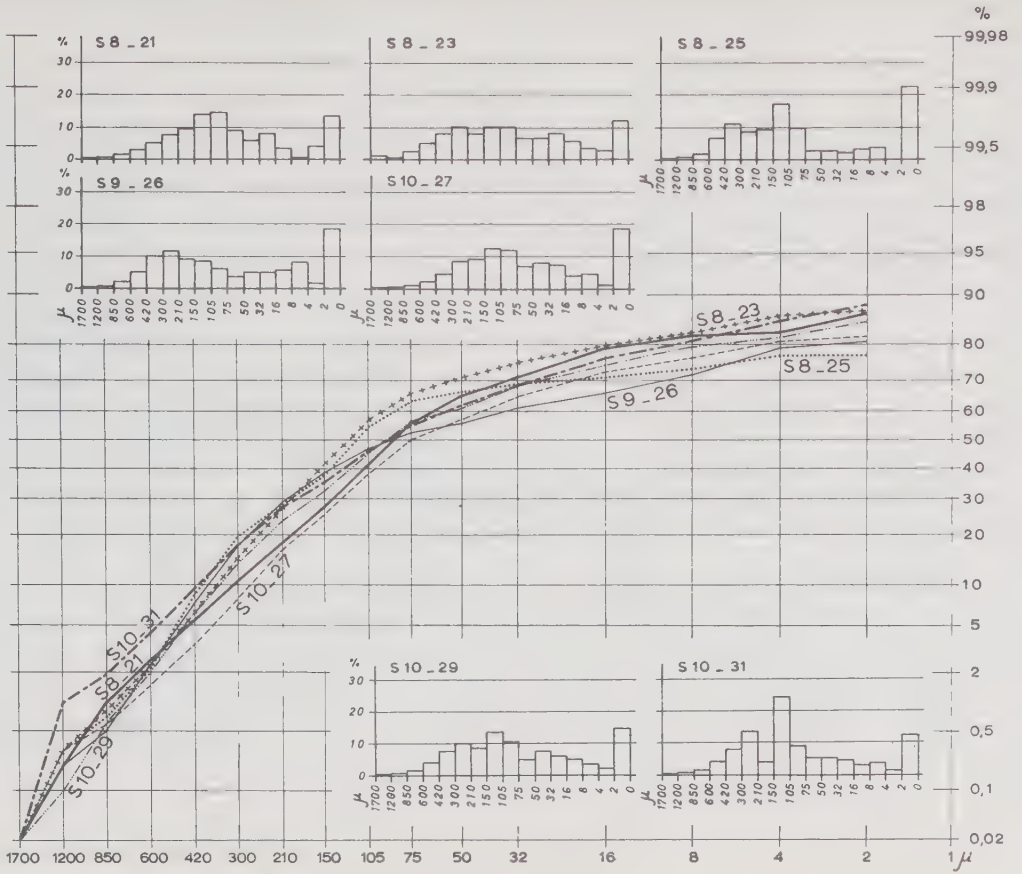

Bohrprofil D 79

Fig. 6



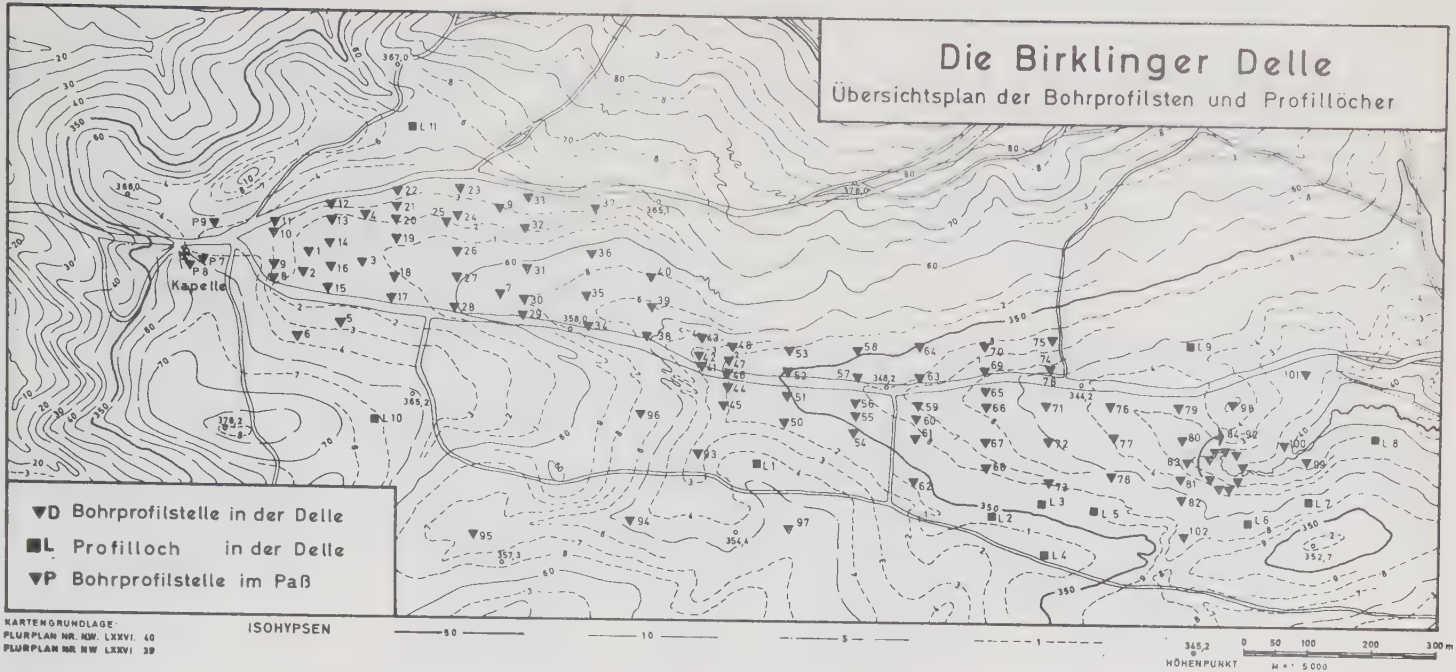

Bohrprofil S16: Kolluviales Material aus den Hangdeilen; in der Mitte Verlehmungszone.

Fig. 7

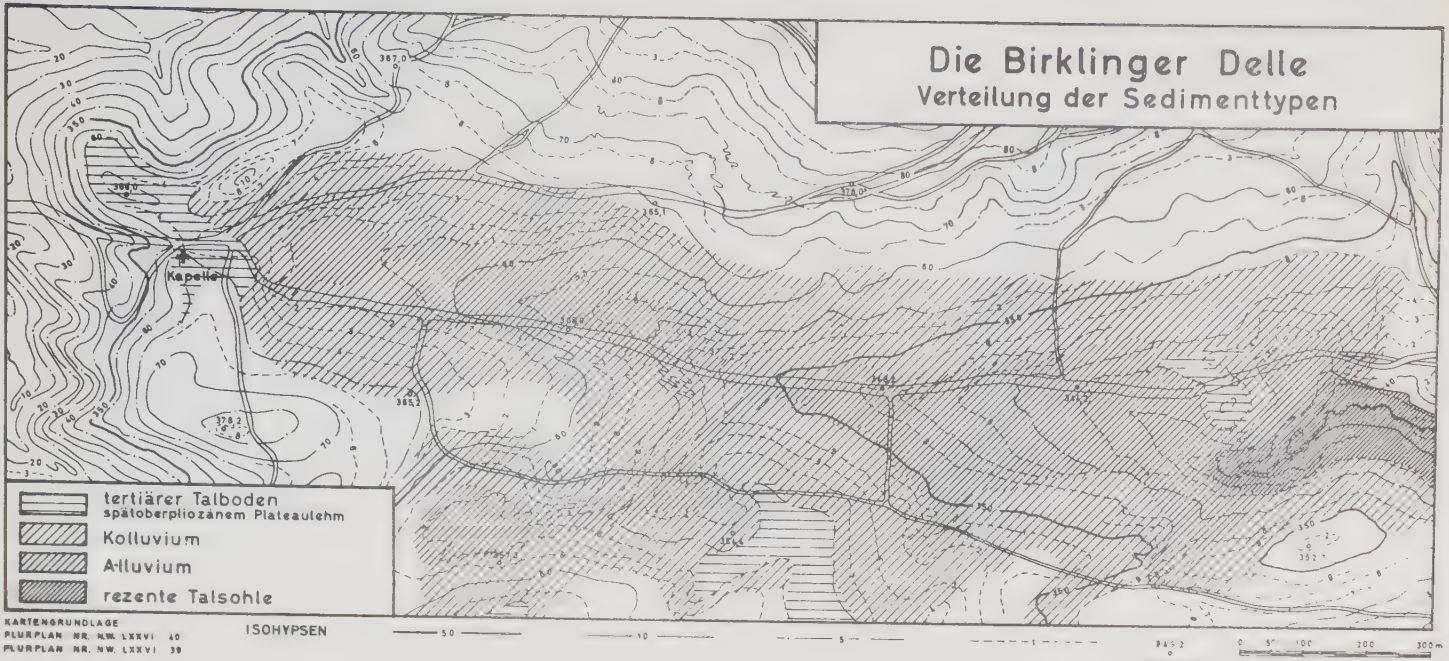



Verwittertes Blasensandsteinmaterial i. Dellenpass oberh. des Schwarzbrunnenbaches u. i. d. dazugehörigen Hangdellen.

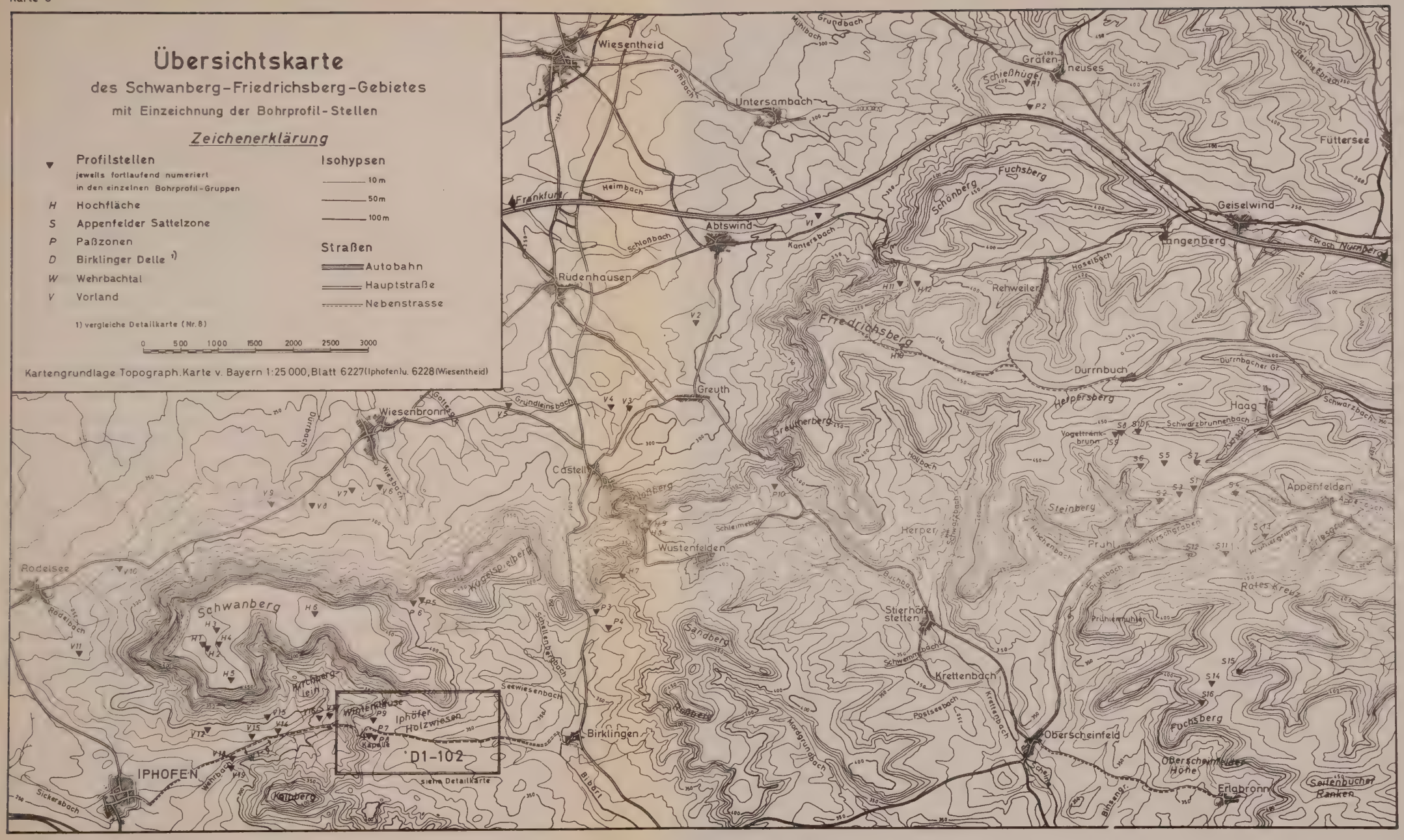
Karte 1


Die Birklinger Delle
Übersichtsplan der Bohrprofilsten und Profillöcher
Kapelle
▼D Bohrprofilstelle in der Delle
■L Profilloch in der Delle
▼P Bohrprofilstelle im Paß
KARTENGRUNDLAGE:
FLURPLAN NR. NW. LXXVI. 40
FLURPLAN NR. NW LXXVI 39
ISOHYPSEN
HÖHENPUNKT
0 50 100 200 300 m
M = 1 : 5000

Karte 2


Die Birklinger Delle
Verteilung der Sedimenttypen
Kapelle
tertiärer Talboden
spätoberpliozänem Plateaulehm
Kolluvium
Alluvium
rezente Talsohle
KARTENGRUNDLAGE
FLURPLAN NR. NW. LXXVI 40
FLURPLAN NR. NW. LXXVI 39
ISOHYPSEN
50
10
5
1
HÖHENPUNKT
0 50 100 200 300 m
1 : 5000

Karte 3


Übersichtskarte
des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes
mit Einzeichnung der Bohrprofil-Stellen
Zeichenerklärung
Profilstellen
jeweils fortlaufend numeriert
in den einzelnen Bohrprofil-Gruppen
H Hochfläche
S Appenfelder Sattelzone
P Paßzonen
D Birklinger Delle 1)
W Wehrbachtal
V Vorland
Isohypsen
10 m
50 m
100 m
Straßen
Autobahn
Hauptstraße
Nebenstrasse
1) vergleiche Detailkarte (Nr. 8)
0 500 1000 1500 2000 2500 3000
Kartengrundlage Topograph. Karte v. Bayern 1:25 000, Blatt 6227 (Iphofen) u. 6228 (Wiesentheid)
D1-102
siehe Detailkarte
Wiesentheid
Untersambach
Grafenneuses
Schießhügel
Füttersee
Frankfurt
Heimbach
Abtswind
Schönberg
Fuchsberg
Geiselwind
Langenberg
Rüdenhausen
Rehweiler
Friedrichsberg
Durrnbuch
Greuth
Wiesenbronn
Castell
Wustenfelden
Haag
Appenfelden
Steinberg
Pfuhl
Rodelsee
Schwanberg
Stierhofstetten
Krettenbach
Oberscheinfeld
Rotes Kreuz
Birklingen
IPHOFEN
Erlabronn
Seitenbucher Ranken
Sickersbach
Kalkberg
Bibart

# L E B E N S L A U F

Am 18. November 1937 wurde ich in Feucht/Mfr. als einziges Kind des Malermeisters Ludwig Georg Dörrer und seiner Ehefrau Elise, geb. Meier, geboren. Vom 1. September 1944 bis Juli 1949 besuchte ich - mit einer Unterbrechung von Dezember 1944 bis Mai 1946 - die Volksschule in Feucht, ab September 1949 die Städtische Oberrealschule für Mädchen, später Sigena-Schule genannt, in Nürnberg, an der ich mich im Juni 1958 der Reifeprüfung nach dem Lehrplan der Oberrealschule, mit einer Ergänzungsprüfung in Latein, unterzog.

Das Studium begann ich mit dem Wintersemester 1958/59 an der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg in den Fächern Chemie - Biologie - Geographie. Für das Wintersemester 1959/60 und das Sommersemester 1960 übersiedelte ich an die Rheinische Friedrich-Wilhelm-Universität Bonn. Im 5. Semester kehrte ich wieder nach Erlangen zurück, wo ich mich vom Sommersemester 1962 an besonders dem Studium der Geographie widmete.

Vom 1. November 1963 bis 30. April 1965 war ich Hilfsassistentin am Geographischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg, seit 1. Mai 1965 bin ich als Verwalterin einer wissenschaftlichen Assistentenstelle am Geographischen Institut der Wirtschaftshochschule Mannheim tätig.